F 1578

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

L. 0k0892

GEOFIZICĂ

TOMUL 18
1980

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Colegiul de redacție

Redactor șef:

ACAD. SABBA ȘTEFĂNESCU

Redactor șef adjunct:

Prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Membri:

Prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, DRAGOMIR ROMANESCU, MARIUS VISARION, VALERIU VARODIN

Secretar responsabil de redacție: DOREL ZUGRĂVESCU

Toute commande de l'étranger pour les travaux parus aux Editions de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie sera adressée à ILEXIM Departamentul Export-Import Presă POB 136—137—télex: 11226—Bucarest, 3, 13 Decembrie, Roumanie.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Revistele se pot procura (direct sau prin poștă) și prin PUNCTUL DE DESFACERE din cadrul Editurii Academiei.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență, se trimit la COMITETUL DE REDACȚIE AL REVISTEI pe adresa: str. Alex. Sahia nr. 19—21, 70201—București.

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
București, Calea Victoriei 125, 79717 telefon 50.76.80

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

TOM 18 1980

SUMAR

DOREL ZUGRĂVESCU, ILEANA FĂTULESCU, RAUL DOROBANŢU, DORU DELION, Înclinările provocate crustei terestre de variaţiile cîmpului baric la Padeş-Gorj şi Crăciuneşti-Deva 3

A. MOŢIU, T. NEŞTIANU, D. ROMANESCU, Relaţii între proprietăţile fizice şi compoziţia mineralogică a meteoriţilor din România şi aspecte comparative cu unii meteoriţi din alte ţări 11

RADU BOTEZATU, Asupra conţinutului şi semnificaţiei unor modele matematice ale anomaliilor gravimetrice şi magnetice 25

VIRGIL BARDAN, Despre migrarea secţiunilor seismice prin utilizarea ecuaţiei scalare a undelor 41

MIHAIL IANĂŞ, CONSTANTIN POPESCU, Migrarea în timp a secţiunilor seismice prin metoda ecuaţiei undelor 61

N. MOLDOVEANU, C. CALOENESCU, Folosirea noţiunii de semnal analitic în prelucrarea şi interpretarea datelor seismice 75

I. TRÎMBIŢAŞ, D. GHERGU, E. DĂNĂNĂU, Generarea — parametru de bază în etapa de teren a prospecţiunii seismice 89

V. VARODIN, G. IONESCU, F. ŞTEFĂNESCU, S. CIOBOTARU, Aspecte metodice privind folosirea cordonului detonant în activitatea de prospecţiuni seismice în Republica Socialistă România 113

SORIN RĂDAN, MARIA RĂDAN, Variante metodologice petromagnetice cu aplicaţie la studiul susceptibilităţii magnetice a unor şisturi epimetamorfice din Munţii Poiana Ruscă. I. Modele de distribuţie verticală a susceptibilităţii 139

ERIKA LAZĂR, CLAUDIUS LAZĂR, Contribuţii la explicarea anomaliilor negative de polarizaţie indusă 151

VICTOR NEGOIŢĂ, Modele matematice pentru prelucrarea la calculator a diagrafiilor obţinute în roci detritice 159

ION BORUGĂ, ȘTEFAN AIRINEI, Notă asupra unor observații cu privire la temperatura fluidului de foraj măsurată la jgheabul sondei cu un termometru submersibil 177

G. IONESCU, Aspecte economice ale prospecțiunii seismice 187

Recenzii

I. CORNEA, C. RADU, Cercetări seismologice asupra cutremurului din 4 martie 1977 *(L. Constantinescu)* 195

ȘTEFAN AIRINEI, Radiografia geofizică a subsolului României *(M. Socolescu)* 198

ÎNCLINĂRILE PROVOCATE CRUSTEI TERESTRE DE VARIAȚIILE CÎMPULUI BARIC LA PADEȘ-GORJ ȘI CRĂCIUNEȘTI-DEVA

DOREL ZUGRĂVESCU, ILEANA FĂTULESCU, RAUL DOROBANȚU, DORU DELION

Centrul de fizica Pămîntului și seismologie, București—Măgurele

Melchior [1] arată că, datorită îndepărtării structurii crustei terestre de la stratificarea orizontală (variații laterale ale parametrilor elastici), rezultatele obținute prin prelucrarea datelor înregistrate în observatoarele de geodinamică includ, pe lîngă informații care privesc globul în ansamblu și informații ce caracterizează structura locală a crustei.

Latînina [2] arată că în ultimii ani s-a acordat o mare atenție studiului structurii tectonice pe baza analizei datelor obținute prin înregistrarea mareelor clinometrice, subliniind faptul că legătura dintre anomaliile în înclinarea locală a crustei și structura tectonică este o problemă complicată care poate avea o soluție unică numai pentru anumite regiuni.

În lucrarea de față, folosindu-se datele obținute prin înregistrarea mareelor clinometrice în observatoarele subterane de geodinamică Padeș-Gorj [3] și Crăciunești-Deva [4], observatoare situate aproximativ pe același meridian geografic, unul în Carpații Meridionali și celălalt în Munții Apuseni, la o distanță de aproximativ 1° latitudine [5], au fost studiate pentru intervalul 1 ian.—31 oct. 1979 înclinările provocate crustei terestre de variațiile cîmpului baric. Înclinările locale ale crustei au fost obținute prin prelucrarea înregistrărilor continue ale mareelor clinometrice, realizate în aceste observatoare cu ajutorul pendulilor orizontali din cuarț tip DZ [6].

Pentru a exemplifica modul în care au fost efectuate prelucrările din intervalul studiat au fost alese săptămînile 5—12 martie 1979 și 23—30 iul. 1979 (fig. 1—4).

Figurile 1a—4a prezintă elementele înregistrate direct: presiunea atmosferică P, temperatura T și componentele mareei clinometrice pe direcțiile nord-sud și est-vest [1], obținute după eliminarea driftului instrumental considerat liniar pentru perioade de timp ce nu depășesc o săptămînă.

Folosind un filtru adecvat [7], din înregistrările clinometrice astfel obținute au fost eliminate componentele luni-solare periodice și au fost puse în evidență componentele neperiodice ale înclinărilor, componente datorite în principal variațiilor cîmpului baric.

Figurile 1b—4b prezintă înclinarea locală a crustei [1] în observatoarele subterane determinată din 12 în 12 ore, iar figurile 1c—4c prezintă distribuția unghiulară a înclinărilor, lungimea segmentelor fiind proporțională cu numărul de înclinări pe direcția respectivă.

Figurile 5 și 6 prezintă sintetic distribuțiile unghiulare ale înclinărilor crustei în observatoarele subterane Padeș-Gorj și Crăciunești-Deva

[1] Măsurată în ms. a (milisecunde de arc)

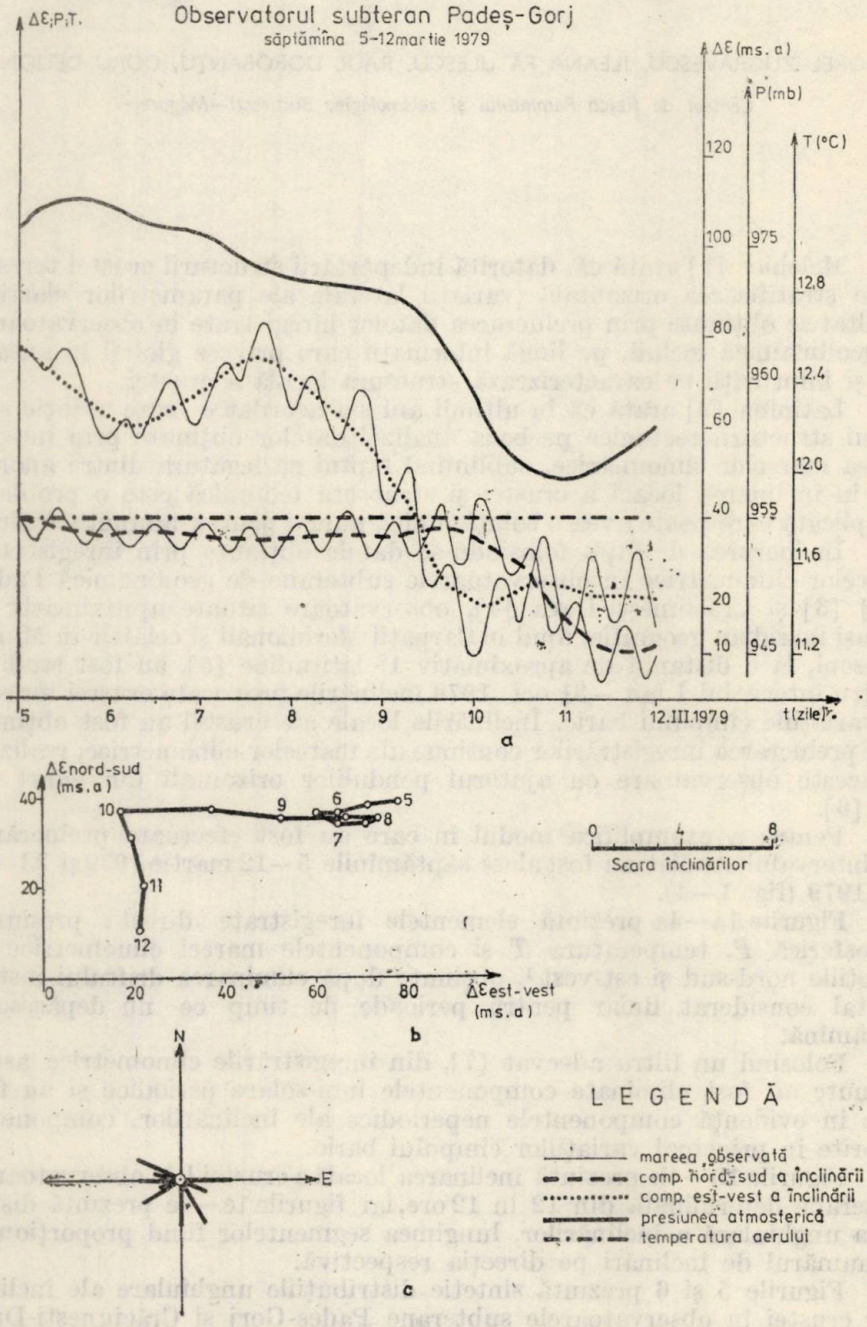


Fig. 1. — Observatorul subteran Padeș-Gorj — săptămîna 5—12 martie 1979,

a — Componentele mareei clinometrice, respectiv ale înclinării crustei, pe direcțiile nord—sud și est—vest, presiunea aerului și temperatura; b — Înclinările crustei (valorile observate din 12 în 12 ore); c — Distribuția unghiulară a înclinării crustei.

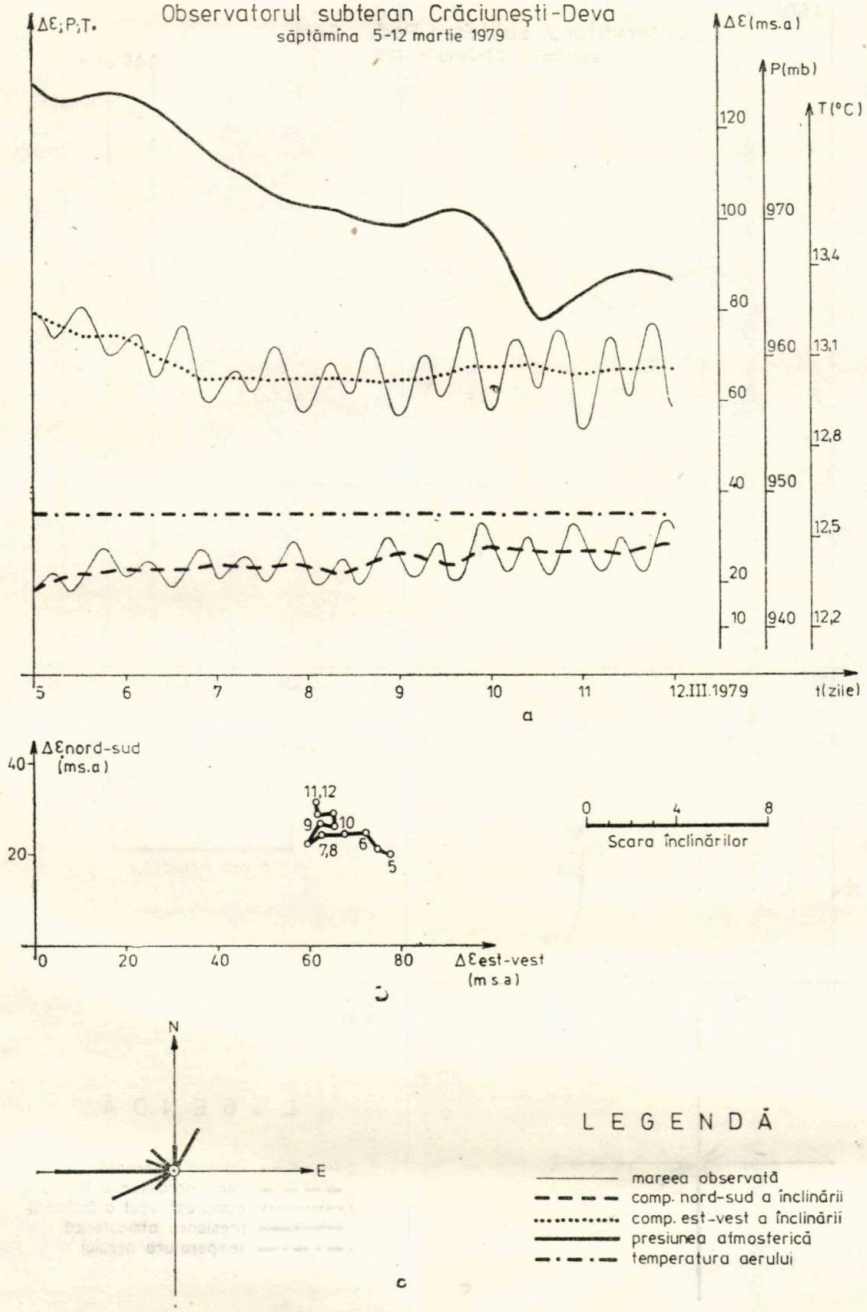


Fig. 2. — Observatorul subteran Crăciunești-Deva — săptămîna 5—12 martie 1979.

a — Componentele mareei clinometrice, respectiv ale înclinării crustei, pe direcțiile nord—sud și est—vest, presiunea aerului și temperatura; b — Înclinările crustei (valorile observate din 12 în 12 ore); c — Dstribuția unghiulară a înclinărilor crustei.

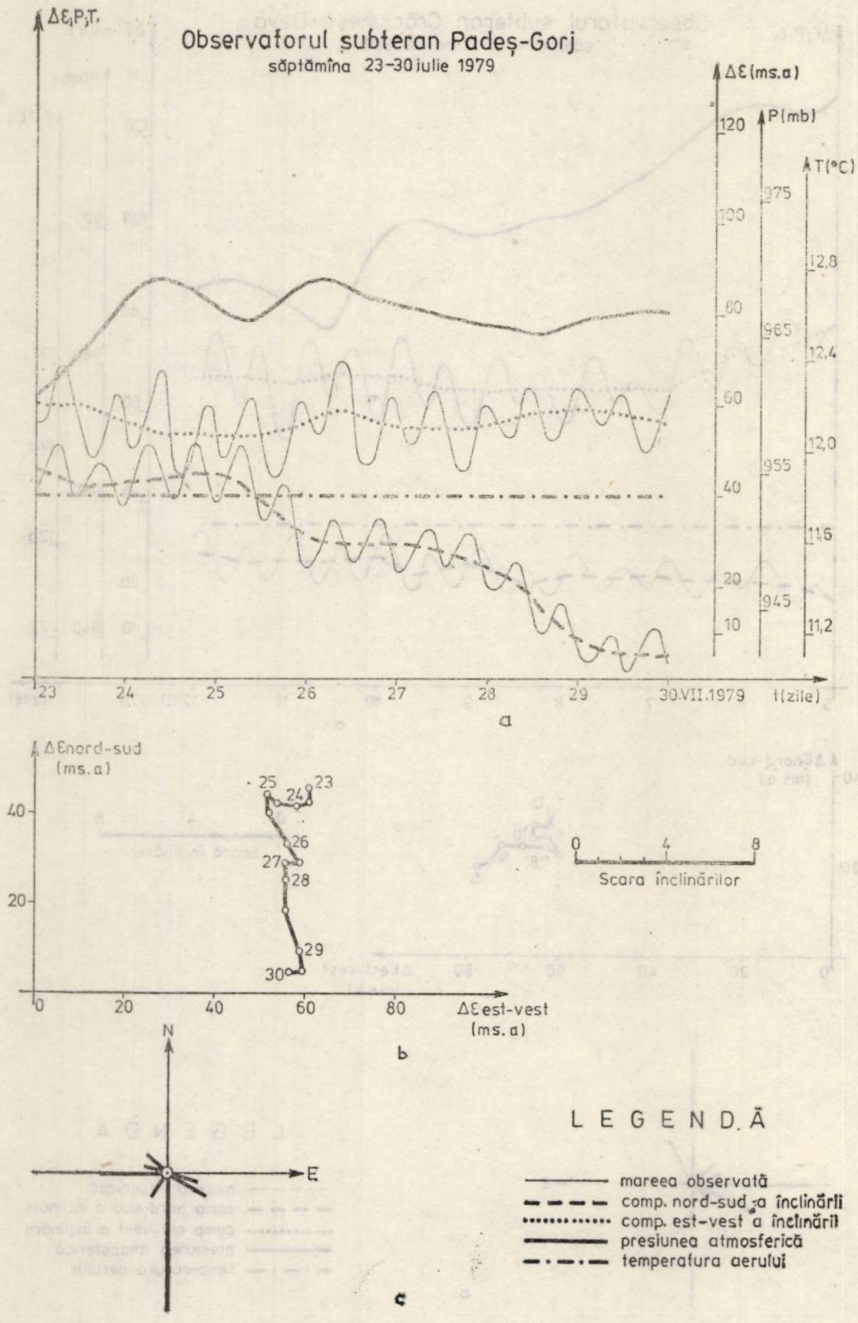


Fig. 3. — Observatorul subteran Padeș-Gorj — săptămîna 23—30 iulie 1979.

a — Componentele mareei clinometrice, respectiv ale înclinării crustei pe direcțiile nord—sud și est—vest, presiunea aerului și temperatura; b — Înclinările crustei (valorile observate din 12 în 12 ore); c — Distribuția unghiulară a înclinărilor crustei.

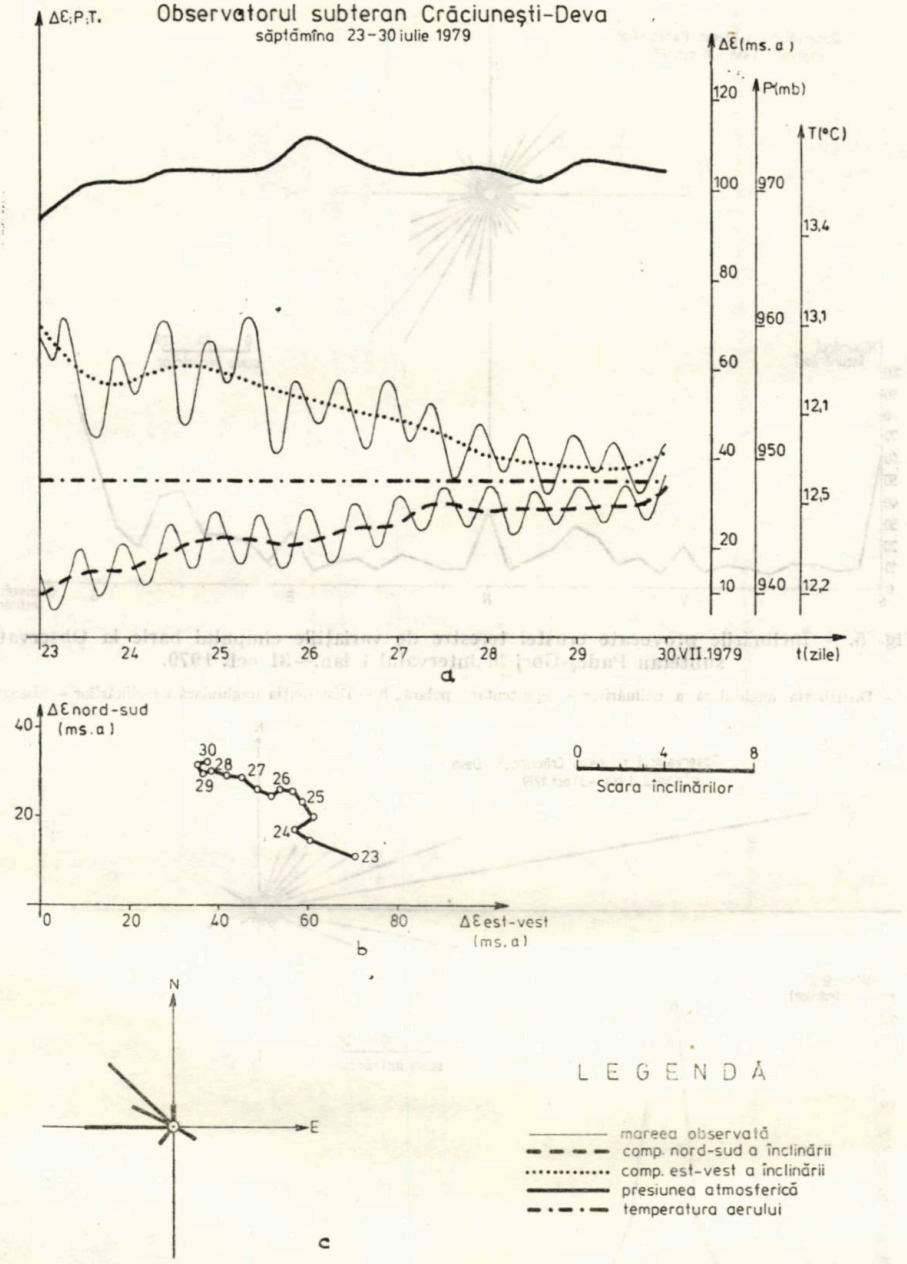


Fig. 4. — Observatorul subteran Crăciunești-Deva — săptămîna 23—30 iulie 1979.

a — Componentele mareei clinometrice, respectiv ale înclinării crustei pe direcțiile nord—sud și est—vest, presiunea aerului și temperatura; b — Înclinările crustei (valorile observate din 12 în 12 ore); c — d — Distribuția unghiulară a înclinărilor crustei.

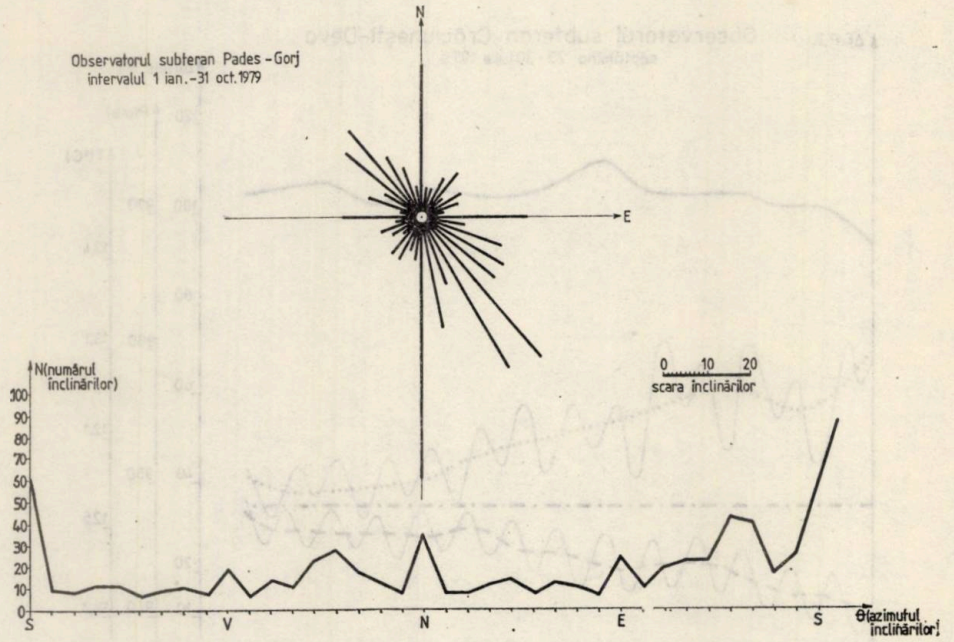


Fig. 5. — Înclinările provocate crustei terestre de variațiile cîmpului baric la Observatorul subteran Padeș-Gorj în intervalul 1 ian.—31 oct. 1979.

— Distribuția unghiulară a nclinărilor — reprezentare polară; b — Distribuția unghiulară a înclinărilor — histogramă.

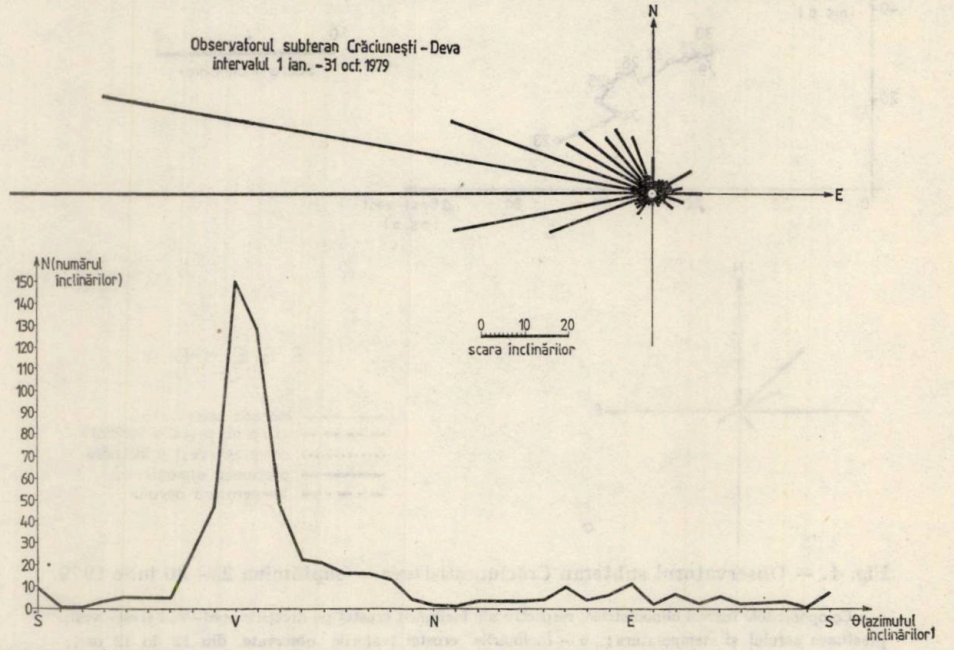


Fig. 6. — Înclinările provocate crustei terestre de variațiile cîmpului baric la Observatorul subteran Crăciunești-Deva în intervalul 1 ian.—31 oct. 1979.

a — Distribuția unghiulară a înclinărilor — reprezentare polară; b — Distribuția unghiulară a înclinărilor — histogramă.

obținute în modul descris mai sus pentru tot intervalul studiat (1 ian. — 31 oct. 1979).

Pentru a evidenția cît mai bine diferențele existente între modul în care răspunde local crusta la solicitările pe care le reprezintă variația cîmpului baric în fiecare dintre cele două observatoare, reprezentarea înclinărilor a fost făcută atît polar (fig. 5a și 6a), cît și sub formă de histogramă (fig. 5b și 6b).

Ambele moduri de reprezentare pun în evidență o comportare locală net diferențiată a înclinărilor în cele două observatoare subterane, cu toate că variațiile cîmpului baric, cauză principală a înclinărilor observabile ale crustei, au fost în această perioadă practic aceleași pentru ambele observatoare. Distanța mică între cele două observatoare față de amplitudinile variației cîmpului baric face ca, numai în cazuri excepționale, un observator să fie supus la influențe net diferite decît cele la care este supus celălalt.

Pentru observatorul subteran Padeș-Gorj, observator amplasat în peștera Cloșani la altitudine 440 m față de nivelul mării, într-o galerie fund de sac, săpată într-un masiv de calcare dolomitice [3], înclinările provocate crustei, sintetizate în figura 5, sînt distribuite ca și cînd ar exista o axă cu rigiditate mare, orientată aproximativ nord-est—sud-vest, axă de-a lungul căreia înclinările sînt puține. De o parte și de alta a acestei axe, masivul în care este situat observatorul se poate înclina pe direcțiile nord-vest—sud-est, numărul înclinărilor observate prezentînd ca direcție preferențială direcția sud-est. De asemenea figura 5 pune în evidență existența unui număr relativ mare de înclinări ale crustei în jurul axei est-vest, înclinări situate exact în meridianul geografic.

Pentru observatorul subteran Crăciunești-Deva, observator amplasat în fosta mină de aur Crăciunești, la altitudinea de 470 m față de nivelul mării, într-o galerie fund de sac săpată într-un complex andezitic compact ce face parte dintr-un aparat vulcanic [4], înclinările crustei sintetizate în figura 6 au o distribuție ce pune în evidență în mod clar gradul mare de libertate pe care masivul în care este situat observatorul îl are pentru înclinările pe direcția vest—nord-vest. În toate celelalte direcții înclinările apar în mod cu totul excepțional, ceea ce sugerează existența în aceste direcții a unor structuri de o deosebită rigiditate.

Înainte de a face o interpretare structurală a datelor care pun în evidență că în zonele în care sînt fixate observatoarele subterane Padeș-Gorj și Crăciunești-Deva crusta terestră are comportare diferită la solicitările provocate de variațiile cîmpului baric, considerăm utilă extinderea cercetărilor asupra unui interval de timp mai mare, ceea ce va permite sporirea încrederii în semnificația fizică a statisticii realizate.

Datele geologice și geofizice cunoscute dovedesc că cele două observatoare subterane sînt situate pe blocuri tectonice diferite. Așa, de exemplu, studiul mișcărilor crustale verticale recente [8] a pus în evidență între Depresiunea Transilvaniei, respectiv Carpații Apuseni și zona cu mișcări de ridicare a Carpaților Meridionali, existența unor fracturi crustale majore orientate est-vest, cea mai importantă dintre ele fiind situată de-a lungul văii Mureșului, iar încadrarea teritoriului R. S. România în conceptul de tectonica plăcilor [9], situează în spațiul dintre observa-

toarele subterane Padeş-Gorj şi Crăciuneşti-Deva limita dintre microplăcile alpină şi moesică.

Ne propunem să continuăm cercetările atît prin extinderea lor în timp cu metodica descrisă aici, cît şi prin extinderea lor în spaţiu, pe de o parte urmărind corelaţia existentă între înclinările crustei puse în evidenţă în observatoarele subterane şi variaţiile cîmpului baric pe teritoriul Republicii Socialiste România, şi pe de altă parte prin completarea observaţiilor directe ale înclinărilor executînd înregistrări şi în cîteva observatoare nepermanente.

Primit la redacţie: 19. I. 1980

BIBLIOGRAFIE

1. P. Melchior, *The Tides of the Planet Earth*, Pergamon Press, 1978.
2. L. A. Latinina, *Investigation on faults in the Earth's crust by linear tide strains*, Proceedings of the 7th Int. Symp. Earth Tides, Sopron 1973, Akadémiai Kiadó Budapest, 1976, p. 559—570
3. Dorel Zugrăvescu, *Staţiile pentru înregistrarea mareelor clinometrice Padeş I şi Padeş II*, St. cerc. geofiz., **7**, *2*, 143—150 (1969)
4. Dorel Zugrăvescu, *Staţia permanentă pentru înregistrarea mareelor terestre Crăciuneşti-Deva*, St. cerc. geofiz., **13**, 3—10 (1974)
5. Dorel Zugrăvescu, *Stations for Earth Tides Recordings in the Socialist Republic of Romania*, Revue roum. géophys., **11**, *1*, 55—56 (1967)
6. Dorel Zugrăvescu, *Pendul orizontal din cuarţ construit în cadrul Observatorului gravimetric Căldăruşani*, St. cer. geofiz., **5**, *2*, 231—243 (1967).
7. T. Chojnicki, *Ein Verfahren zur Erdgezeitenanalyse in Anlehnung an das Prinzip der Kleinsten Quadrate*, Mitt. Inst. I. Theor. Geod., Heft 8, Bonn, 1973.
8. I. Cornea, I. Dragoescu, M. Popescu, M. Visarion, *Harta mişcărilor verticale crustale recente pe teritoriul R. S. România*, St. cerc. geofiz., **17**, *1*, 3—20 (1979).
9. St. Airinei, *Plăci litosferice pe teritoriul României reflectate în anomalii gravimetrice regionale*, St. cerc. geofiz., **15**, 19—30 (1977).

CRUST TILTS CAUSED BY THE BARIC FIELD VARIATIONS AT PADEŞ-GORJ AND CRĂCIUNEŞTI-DEVA

(ABSTRACT)

Uninterrupted Earth tide recordings performed at the underground stations Padeş-Gorj and Crăciuneşti-Deva using DZ-type horizontal pendulums indicate a different local behaviour of the crust tilts, caused by the time variations of the baric field.

RELAȚII ÎNTRE PROPRIETĂȚILE FIZICE ȘI COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ A METEORIȚILOR DIN ROMÂNIA ȘI ASPECTE COMPARATIVE CU UNII METEORIȚI DIN ALTE ȚĂRI [1]

A. MOȚIU
Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca

T. NEȘTIANU, D. ROMANESCU
Institutul de geologie și geofizică, București

Ca mesageri ai spațiului interstelar, meteoriții sînt unicele surse ce ne pot furniza informații directe asupra compoziției, structurii și evoluției materiei interplanetare.

Rezultate ale unor procese complexe, soldate în final cu distrugerea corpului original, aceste fragmente de aștri, planete sau asteroizi, poartă mesaje, încă incomplet descifrate, ale corpurilor cerești din care provin.

Avînd compoziții variate, în funcție de localizarea lor în edificiul astrului original, meteoriții au furnizat — prin analogie — primele modele coerente ale structurii interne a Pămîntului.

Determinarea compoziției chimice și petrografice a meteoriților [1, 2] este de natură să furnizeze informații interesante asupra proceselor care au dus la constituirea corpurilor cerești din care provin aceste fragmente, precum și asupra condițiilor în care procesele amintite au avut loc. Cunoașterea unor astfel de date constituie premisa interpretărilor ce vizează alcătuirea tabloului clar, logic și unitar al modului în care au luat naștere planetele, a succesiunii fazelor de evoluție și a legilor ce guvernează migrarea și acumularea elementelor constituiente ale rocilor.

În drumul lor spre Pămînt, meteoriții au suferit acțiunea cîmpurilor planetare, a radiațiilor cosmice, a temperaturilor extreme etc., așa încît au înmagazinat în masa lor și chiar și pe suprafața lor o mare diversitate de mesaje, la a căror descifrare concură în primul rînd disciplinele de graniță ale geoștiințelor — geofizica și geochimia.

Proprietățile fizice precum și geochimia elementelor majore și minore ce caracterizează meteoriții, poartă în încărcătura lor informațională posibilitatea rezolvării unor probleme stringente puse în fața zborurilor spre alte planete, pentru activitatea oamenilor atît pe Pămînt cît și în spațiul extraterestru și nu în ultimul rînd pentru însuși destinul cosmic al planetei noastre.

În acest context considerăm că examinarea aspectelor cosmochimice și petrografice ale meteoriților din țara noastră, simultan cu cele petrofizice este pe deplin justificată.

După predominanța fazei silicatice sau a celei metalice meteoriții se clasifică în trei grupe principale : 1 — feroși sau sideritici ; 2 — petroși-

[1] Susținută la al X-lea Simpozion de geofizică aplicată și fizica Pămîntului — București noiembrie 1978.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 11—24, BUCUREȘTI 1980

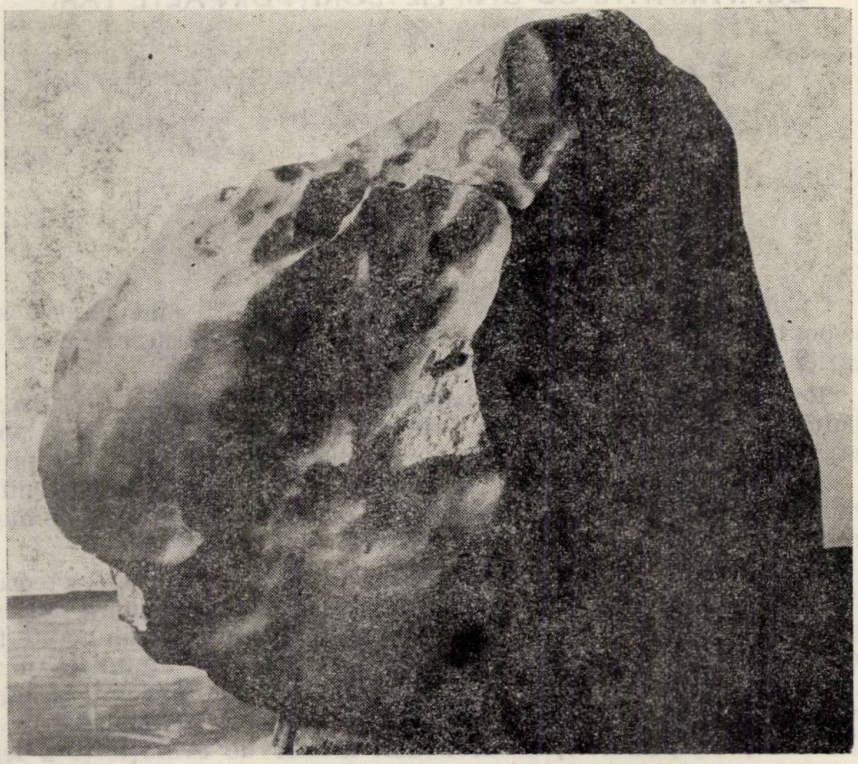


Fig. 1. — Fragmentul cel mai mare (35,7 kg) ce a putut fi recuperat din meteoritul de la Moci.

Fig. 2. — Fragment meteoritic, Coasta.

feroși sau siderolitici ; 3 — petroși sau aerolitici. Cum meteoriții studiați de noi se înscriu în cea de a treia grupă, vom insista asupra acesteia.

Meteoriții petroși cuprind două grupe principale, în funcție de caracteristicile lor structurale și mineralogice. Prima dintre aceste grupe, constituind meteoriții petroși chondritici, se distinge printr-o structură

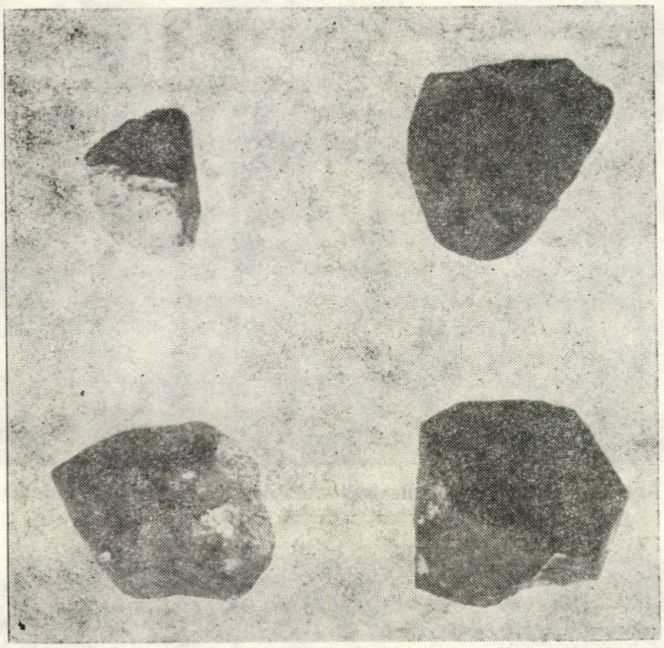


Fig. 3. — Fragmente mici din meteoritul de la Sopot-Dolj.

specifică datorită prezenței în masa lor a unor granule sau agregate granulare rotunjite numite chondre. În cea de-a doua grupă, a meteoriților petroși achondritici, chondrele nu sînt prezente. Chondritele, în marea majoritate a cazurilor, conțin olivină.

Meteoriții examinați de noi fac parte din categoria meteoriților petroși chondritici [3].

Aspectul general macroscopic al meteoriților examinați se caracterizează prin prezența unei cruste de culoare închisă, cu aspect cvasimetalic, care s-a format în timpul trecerii meteoritului prin atmosfera terestră, ca urmare a prăjirii acestora datorită frecării cu aerul (fig. 1).

Impresiunile caracteristice — piezogliptele — avînd aspectul urmelor unor degete într-o masă înmuiată, se datoresc tot frecării în atmosfera densă a Pămîntului. Aceste aspecte fiind generale se regăsesc, într-o măsură mai mare sau mai mică, la toți meteoriții (fig. 2).

Deși meteoriții se fragmentează foarte mult în urma exploziei ce o suferă după intrarea în atmosfera Pămîntului, toate bucățile ce rezultă, indiferent de dimensiunile lor, păstrează caracterele exterioare specifice după care se recunosc relativ ușor (fig. 3).

Fig. 4. — Rețea fină de diaclaze umplute cu Kamacit, Chesău, 300 ×.

Fig. 5. — Secțiune prin crusta unui fragment meteoritic de la Moci. Se observă vacuolele rotunde din masa silicatică, precum și o granulă de Kamacit bordată de o peliculă de magnetit secundar 300 ×.

Examinarea la microscopul calcografic relevă o structură și textură proprie materialelor meteoritice. Una din aceste caracteristici este prezența picăturilor metalice de Kamacit (aliaj Fe-Ni) frecvent asociat cu granule neregulate de Troilit (FeS), într-o țesătură de filonașe de Kamacit (fig. 4).

Aproape invariabil crusta meteoriților prezintă o mare abundență de vacuole rezultate în urma topirii zonelor superficiale și a degajării bulelor de gaze (fig. 5).

Au fost analizate 12 eșantioane dintre care unele fasonate sub formă de cuburi cu muchia de 0,5 cm. S-au efectuat determinări chimice, difractometrice și cu microsonda electronică [1, 2]. Analiza chimică a fost efectuată prin spectroscopie în raze X, spectroscopie de absorbție atomică și prin activare cu neutroni.

Atît compoziția chimică cît și cea mineralogică explică existența unor proprietăți magnetice a căror valoare constituie una din caracteristicile meteoriților studiați. Prezența unor minerale feromagnetice (tabelul 2), constituind aproximativ a șasea parte a mineralelor existente în meteoriți precum și aceea a unei cruste de topire cu un conținut sensibil crescut de fier, constituie elemente determinante pentru comportamentul magnetic al acestor mesageri cosmici.

Pentru a preciza cît mai riguros cauzele de ordin mineralogic care determină comportamentul magnetic al meteoriților examinați, amintim faptul că studiile de R.P.E. (rezonanță paramagnetică electronică) efectuate de Al. Nicula [4] asupra unor meteoriți din România au pus în evidență lipsa factorilor cu $g = 4{,}2$ sau 6 ceea ce indică lipsa ionului Fe^{+3} situat în cîmpuri axiale sau rombice produse de prezența ionilor de oxigen. Această constatare justifică afirmația că în probele studiate nu apare magnetitul și nici alți spineli cu concentrație mare de ioni Fe^{+3}. Dacă ținem seama de faptul că determinările făcute de Al. Nicula au fost efectuate pe material meteoritic la care s-a îndepărtat crusta neagră de oxidare este evident că sus-amintita constatare nu vizează decît miezul fragmentelor meteoritice și nicidecum ansamblul acestora.

Deoarece fierul este un element feromagnetic tipic, prezența și repartiția lui în masa meteoriților este de natură să explice în bună măsură proprietățile lor magnetice. Ținînd seama de acest fapt, am considerat interesante datele de efect Mössbauer obținute prin studiul mai multor meteoriți din România [5].

Luînd în considerare constatarea că structurile diferite ale mineralelor determină parametri de interacțiune hiperfină diferiți, înseamnă că folosind o etalonare prealabilă corespunzătoare a acestor parametri este posibilă identificarea rețelei mineralelor aflate în probă (fig. 12).

Spectrele experimentale ale meteoriților studiați (fig. 6—11) reliefează prezența în masa lor a fracțiunii magnetice precum și extinderea acesteia.

Au fost efectuate determinări de densitate (δ), susceptibilitate magnetică (χ) și magnetizare remanentă (I_n) în laboratorul de proprietăți fizice al IGG de la Surlari.

Materialul măsurat, care se prezintă atît sub forma unor fragmente naturale de meteorit cît și sub forma unor cuburi cu latura de 0,5 cm, fasonate din eșantioanele amintite mai sus, provine din colecția de meteo-

Tabelul 1

Compoziția chimică a meteoriților din România în % greutate

Meteorit Component	Mădăraș I/67	Vaida Cămăraș I/27	Moci I/37	Vișa 1/5	Bărăi I/24	Coasta I/9	Sopot-Dolj 1048	Coasta I/8	Chesău I/34	Tăușeni I/40
SiO_2	44,1	43,8	44,6	42,3	41,2	42,6	43,4	45,9	42,8	43,8
Al_2O_3	1,2	1,04	1,13	1,02	1,11	1,05	1,06	1,04	1,14	1,12
MgO	28,1	27,1	25,6	25,4	26,2	25,3	24,0	25,9	25,6	27,2
FeO	26,1	26,9	27,8	26,6	27,3	27,5	28,9	27,7	26,9	28,2
K_2O	0,095	0,108	0,112	0,114	0,112	0,107	0,111	0,111	0,116	0,113
Na_2O	1,04	0,98	1,06	0,89	0,97	0,89	0,92	0,96	1,04	0,86
TiO_2	0,10	0,099	0,11	0,11	0,09	0,10	0,09	0,11	0,10	0,08
MnO	0,342	0,396	0,348	0,340	0,357	0,349	0,324	0,361	0,341	0,342
Ni	1,01	1,01	1,41	1,14	1,09	1,27	1,42	1,14	1,21	1,15
Cu	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,013	0,011	0,011	0,012	0,012
Zn	0,011	0,010	0,008	0,008	0,011	0,009	0,008	0,008	0,005	0,007
Co	0,051	0,055	0,054	0,059	0,040	0,045	0,06	0,049	0,056	0,057
Cr	0,21	0,088	0,103	0,107	0,116	0,217	0,41	0,065	0,152	0,080
S	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11	0,14	0,11	0,14	0,09	0,09
+)Sc	5,6 ±0,2	4,5 ±0,1	5,6 ±0,2	—	5,8 ±0,2	5,1 ±0,2	3,2 ±0,1	6,9±0,2	6,4±0,2	5,6±0,2
+)Ir	1,7 ±0,1	2,3 ±0,1	2,0 ±0,1	—	1,9 ±0,1	1,4 ±0,1	2,9 ±0,1	2,0±0,1	1,7±0,1	2,0±0,1
+)Au	0,16±0,02	0,24±0,05	0,18±0,02	—	0,18±0,003	0,12±0,06	0,27±0,03	0,18±0,03	0,15±0,03	0,12±0,07
CaO	1,96	1,80	1,72	1,73	1,74	1,69	1,71	1,7	1,65	1,78
Cl	0,11	0,14	0,14	0,17	0,16	0,26	0,25	0,18	0,15	0,14

+) Concentrațiile acestor elemente sînt exprimate în ppm.

Tabelul 2

Componenţii mineralogici ai meteoriţilor din România

Mineral, formula chimică	Vaida Cămăraş	Bărăi	Coasta	Moci	Mădăraş	Chesău	Tăuşeni	Sopot	Jădani	Ohaba
	I/27	I/24	I/9	I/37	I/67	I/34	I/40			
Kamacit Fe-Ni (Ni 6%)	−	−	−	+	+	+	+	+	+	+
Taenit Fe-Ni (Ni 48%)	+	+	+	+	−	−	+	+	−	−
Troilit FeS +Ni	−	−	−	−	+	+	+	+	−	−
− Ni	+	+	+	+	+	+	+	−	+	+
Galaxit $MnAl_2O_4$	+	−	−	+	−	−	−	−	−	−
Jakobsit $MnFe_2O_4$	−	+	−	+	−	−	−	−	−	−
Cromit $FeCr_2O_4$	+	+	−	−	−	−	−	+	+	+
Anosovit Ti_2TiO_5	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−
Ulvit Fe_2TiO_4	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−
Perowskit $CaTiO_3$	−	−	−	−	+	−	−	−	−	−
Olivina $(MgFe)_2(SiO_4)$	+	+	+	+	+	+	+	−	−	−
Enstatit $Mg_2(Si_2O_6)$	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Augit Ca $(MgFeAl)(SiAl_2O_6)$	+	+	−	+	+	−	−	−	−	−
Plagioclaz	+	+	+	+	−	−	+	+	−	−
Felds. potas. $K(AlSi_3O_8)$	+	+	+	+	−	−	+	−	+	−
Plessit FeNi (suprasat)	−	−	+	−	−	−	−	−	−	−
Maskelinit $Ab_{20}An_{80}$	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−
Diopsid CaMg (Si_2O_6)	−	−	−	+	+	−	−	−	−	−
Wolastonit $CaSiO_3$	−	−	−	−	−	−	−	+	+	−
Monticelit $CaMgSiO_4$	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−
Fayalit Fe_2SiO_4	−	−	−	−	−	−	−	+	+	−
Forsterit Mg_2SiO_4	−	−	−	−	−	−	+	+	+	−
Albit $Na(AlSi_3O_8)$	−	−	−	−	−	−	−	+	−	+
Ortoză $K(AlSi_3O_8)$	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−
Bronzit $Mg_2(Si_2O_6)$ +$FeSiO_4$	−	−	−	+	−	−	−	−	−	−
Osbornit TiN	−	−	−	−	−	+	−	−	−	−
Fassait (Augit + Al exces)	−	−	−	−	−	+	−	−	−	−
Hipersten $FeSiO_3$	−	−	−	−	−	−	+	+	+	−
Rodonit $MnSiO_3$	−	−	−	−	−	−	+	+	+	−
Cummingtonit $Fe_7(OHISi_4O_{11})_2$ + + $MgSiO_3$	+	−	−	−	−	−	+	−	−	−
Grafit C	−	−	+	−	−	−	−	+	+	−

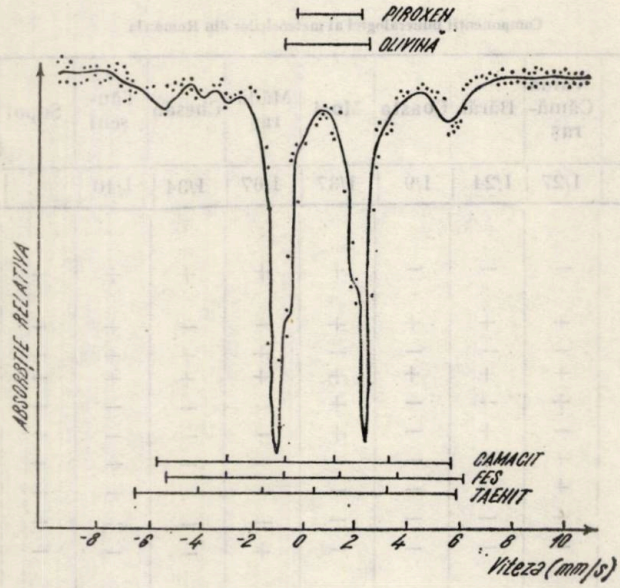


Fig. 6. — Curba Mössbauer a meteoritului de la Vaida-Cămăraș (I/27).

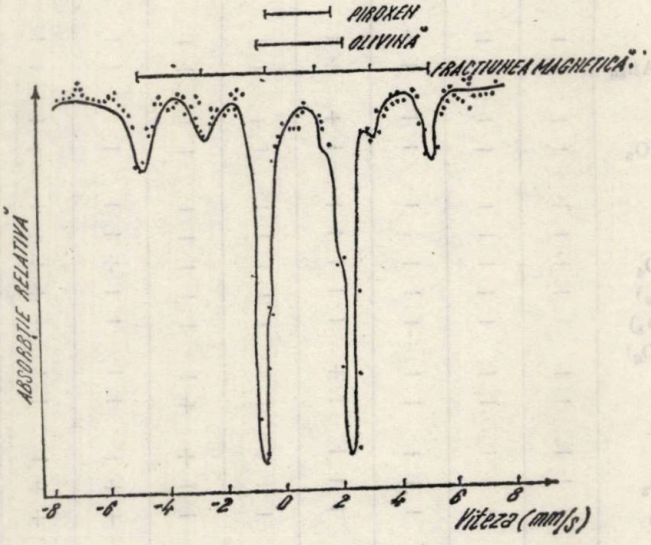


Fig. 7. — Curba Mössbauer a meteoritului de la Moci (I/37).

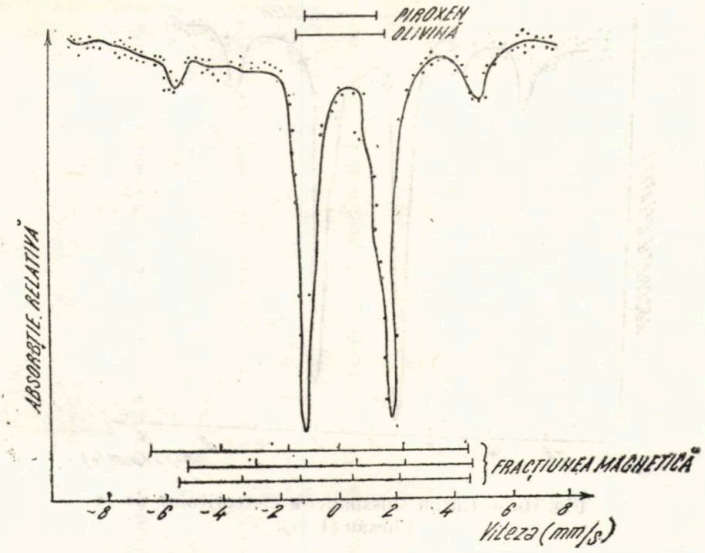


Fig. 8. — Curba Mössbauer a meteoritului de la Bărăi (I/24).

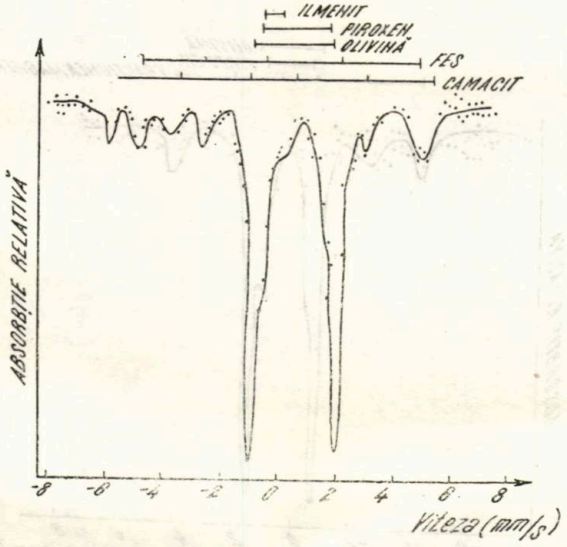


Fig. 9. — Curba Mössbauer a meteoritului de la Coasta (I/9).

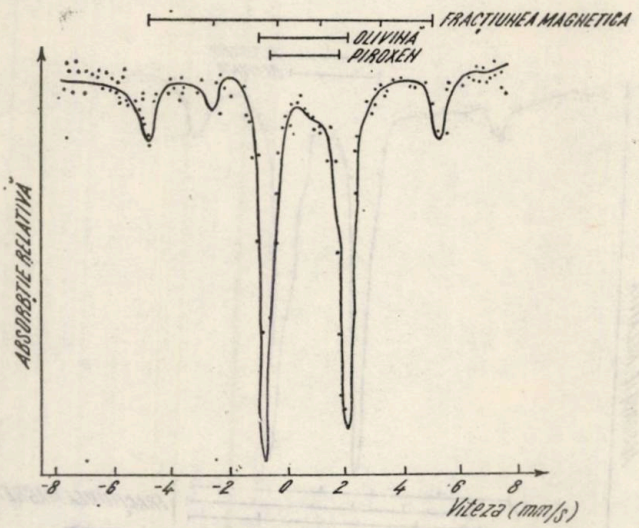


Fig. 10. — Curba Mössbauer a meteoritului de la Chesău (I/34).

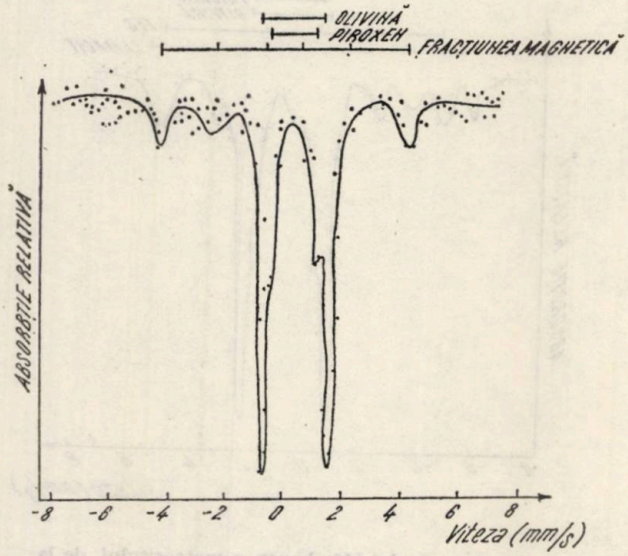


Fig. 11. — Curba Mössbauer a meteoritului de la Tăușeni (I/40).

rii a Universității din Cluj-Napoca. Datele măsurătorilor petrofizice efectuate pentru meteoriții din România sînt prezentate în tabelul 3.

Densitatea (δ) a probelor a fost determinată cu ajutorul cîntăririlor hidrostatice. Valorile densităților variază într-un domeniu restrîns, cuprins între 3,238 g/cm^3 (Chesău) și 3,48 g/cm^3 (Sopot-Dolj). Gruparea densităților în jurul valorii de 3,3 g/cm^3 trădează natura pietroasă a meteoriților căzuți pe teritoriul țării noastre.

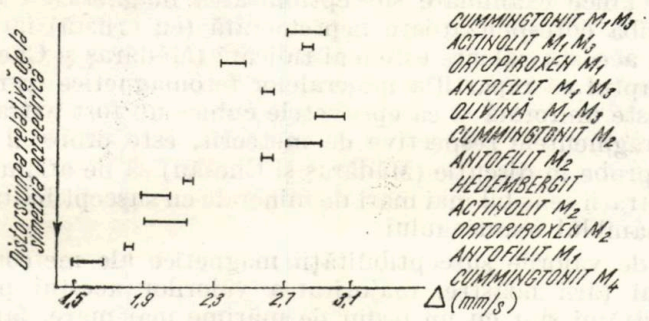


Fig. 12. — Diagrama de compoziție mineralogică obținută pe baza unei etalonări prealabile a parametrilor de interacțiune hiperfină.

Cu totul diferit se prezintă densitățile meteoriților căzuți în străinătate (tabelul 4) pe care i-am examinat pentru comparație. Numai 3 din acești meteoriți au densitățile cu ceva mai mari decît 3g/cm^3 și sînt de fapt tot pietroși. Restul eșantioanelor cu valorile situîndu-se între 4,69 și 7,17 g/cm^3 reprezintă meteoriții feroși.

Tabelul 3

Valorile unor proprietăți fizice determinate pe eșantioane de meteoriți colectate pe teritoriul României

Nr. crt.	Nr. inv.	Localitatea	Volum cm^3	Densitate g/cm^3	$\chi.10^{-6}$ u.C.G.S.	$I_n . 10^{-6}$ u.CGS/cm^3	Q
1	I/67	Mădăraș	56,29	3,41	17 490	2 900	0,35
		,, (cub)	0,125	—	23 950	21 190	1,88
2	I/27	Vaida Cămăraș					
		,, (cub)	65,53	3,29	19 700	14 640	1,58
			0,125	—	18 270	33 260	3,87
3	I/37	Moci	17,03	3,25	8 300	1 260	0,32
		,, (cub)	0,125	—	4 220	2 270	1,14
4	I/5	Vișa	23,17	3,35	9 170	1 250	0,21
5	I/24	Bărăi	10,65	3,27	17 410	940	0,12
		,, (cub)	0,125	—	16 650	30 250	3,87
6	I/9	Coasta	12,98	3,28	21 150	1 230	0,12
		,, (cub)	0,125	—	15 020	4 080	0,58
7	1048	Sopot-Dolj	6,43	3,48	74 950	93 330	2,65
8	I/8	Coasta	8,03	3,29	19 060	860	0,10
9	I/34	Chesău	2,78	3,23	18 110	14 090	1,66
		,, (cub)	0,125	—	25 580	85 340	7,10
10	—	Ohaba	1,07	3,32	47 530	27 750	1,24
11	I/99	Jădani	1,16	3,39	58 610	1 210	0,04
12	I/40	Tăușeni (cub)	0,125	—	29 640	32 070	2,30

Susceptibilitatea magnetică (χ) și magnetizarea remanentă naturală (I_n) au fost măsurate cu magnetometrul astatic LAM—3. Valorile obținute pentru susceptibilitatea magnetică sînt comparabile cu cele găsite pentru o serie de roci terestre impregnate cu cantități variabile de minerale feromagnetice [6].

La 7 din probele meteoritice studiate s-au efectuat măsurători și pe epruvete fasonate în formă de cub. S-a observat că în cazul a 5 din epruvetele cubice examinate susceptibilitatea magnetică este mai mică decît la proba corespunzătoare neprelucrată (cu crustă) iar în celelalte două cazuri această valoare este mai ridicată (Mădăraș și Chesău). Ținînd seama de faptul că repartiția mineralelor feromagnetice în masa meteoritului nu este uniformă și că epruvetele cubice au fost extrase la întîmplare din fragmentele respective de meteorit, este probabil ca în cazul celor două probe în discuție (Mădăraș și Chesău) să ne aflăm în prezența unei concentrații sensibil mai mari de minerale cu susceptibilitatea ridicată față de ansamblul eșantionului.

Față de valorile susceptibilității magnetice ale meteoriților căzuți pe teritoriul țării noastre, majoritatea valorilor acestui parametru la meteoriții străini sînt cu un ordin de mărime mai mare, fapt explicabil prin natura diferită a acestora. În afară de meteoriții de la Hessle, Pultusk și Knyahinya care sînt pietroși și a căror susceptibilitate magnetică are valori de același ordin de mărime cu cele măsurate la meteoriții noștri, toți ceilalți sînt meteoriți feroși deci cu o concentrație majoritară de minerale feromagnetice.

Magnetizarea remanentă naturală (I_n) determinată atît la eșantioane neprelucrate cît și la cîteva epruvete cubice (7 probe) relevă un comportament aparte. În toate cazurile în care măsurătorile au fost efectuate pentru același meteorit atît pe probe cu crustă de oxidare ca și fără această crustă (cuburi), s-a constatat că în lipsa crustei magnetizarea prezintă creșteri care pot depăși în unele cazuri un ordin de mărime (tabelul 3). Deși diferențele valorilor magnetizării remanente prezintă variații mari de la un meteorit la altul, fapt explicabil prin neomogenitatea distribuției mineralelor feromagnetice, în probele cu și fără crustă, totuși efectul în sine, al creșterii lui I_n în lipsa crustei de oxidare, se păstrează. Nu se poate atribui un caracter legic acestei diferențe datorită numărului redus de probe examinate. Analiza eșantioanelor arată că în crusta de oxidare toate mineralele sînt transformate într-o măsură mai mare sau mai mică, observîndu-se o concentrație mai mare de minerale ferifere, fiind zona în care a fost pus în evidență magnetitul. Aceste observații nu pot explica în suficientă măsură fenomenul constatat. Totuși, pornind de la ipoteza că magnetizarea remanentă inițială a meteoritului este mai mare decît cea pe care ar căpăta-o răcindu-se de la temperatura Curie în cîmpul magnetic terestru, s-ar putea explica valorile crescute ale lui I_n în cazul cuburilor prin remagnetizarea în acest cîmp a zonelor superficiale ale meteoritului ce se încălzește mai puternic la trecerea prin atmosfera terestră. Prin îndepărtarea acestor pături la confecționarea cuburilor preponderentă ar rămîne magnetizarea remanentă inițială.

În tabelul 4 se pot urmări valorile caracteristicilor magnetice ale meteoriților căzuți în străinătate și se observă că în majoritatea cazurilor

aceste valori sînt mai ridicate decît cele corespunzătoare meteoriților noștri. Aceste valori sînt însă foarte apropiate de cele determinate pentru minereurile pirometasomatice de magnetit și pirotină din zăcămîntul de la Băișoara [7]. Valorile parametrilor măsurați pun în evidență faptul

Tabelul 4

Valorile unor proprietăți fizice determinate pe eșantioanele de meteoriți primite din străinătate

Nr. eșant.	Localitatea	Volum cm^3	Densitate g/cm^3	$\chi\ 10^{-6}$ u.C.G.S.	$I_n.10^{-6}$ u C.G.S/cm^3	Q
II/42	Capul Bunei Speranțe	9,51	7,17	369 900	4 460	0,03
II/17	Siberia	10,52	5,24	357 290	52 090	0,31
100	Arva	5,54	6,67	299 220	6 130	0,04
I/109	Esterville U.S.A.	13,69	4,69	256 610	5 130	0,04
II/39	Hessle-Suedia	19,84	3,37	44 850	1 400	0,07
I/81	Pultusk	20,82	3,51	54 660	3 680	0,14
I/93	Knyahinya	18,89	3,39	11 980	470	0,08
II/15	Tennesse	3,69	6,32	215 500	9 710	0,10
I/11	Bolivia	0,92	5,28	299 490	38 590	0,27

că majoritatea meteoriților din străinătate au un conținut de minerale feromagnetice sensibil mai ridicat decît acela al meteoriților căzuți pe teritoriul nostru. Variația conținutului în minerale feromagnetice este pusă în evidență și de corelația dintre densitate și susceptibilitatea magnetică. Pentru toate eșantioanele prezentate în tabelele 3 și 4 coeficientul de corelație are o valoare ridicată ($r = 0,9$). Chiar și în cazul meteoriților de la noi din țară pentru care densitatea variază în limite relativ mici, valoarea acestui coeficient este încă destul de mare ($r = 0,7$). Nu se observă în schimb nici o corelație între densitate și magnetizare remanentă.

Subliniem faptul că și în cazul valorilor parametrilor magnetici, eșantionul de la Pultusk analizat de noi face parte din lotul reprezentativ al fragmentelor căzute în această localitate. Din cercetările Gusicovei [8] rezultă că 65% din cele 160 de eșantioane analizate, prezintă valori ale susceptibilității magnetice între $40\,000-60\,000.10^{-6}$ uCGS (eșantionul nostru avînd $\chi = 54\,665 \cdot 10^{-6}$u·CGS), iar în privința magnetizării remanente, 85% din totalul eșantioanelor au valori cuprinse între $2000-10\,000.10^{-6}$ uCGS (eșantionul nostru avînd $I_n = 3685.10^{-6}$ uCGS).

Determinările petrofizice efectuate asupra meteoriților căzuți pe teritoriul țării noastre și compararea lor cu date provenite din măsurători efectuate asupra unor meteoriți străini confirmă apartenența meteoriților noștri la categoria celor pietroși, surprinzînd în același timp unele comportamente particulare în măsură să întregească imaginea noastră asupra fenomenelor și proceselor ce se desfășoară în materialele meteoritice care interacționează cu cîmpurile telurice.

Primit la redacție: 30.I.1980

BIBLIOGRAFIE

1. A. Moțiu, Gh. Morar, *Studiul mineralogic și cosmochimic al meteoriților din România;* Comunicare la sesiunea Inst. de Chimie din Cluj-Napoca (1978).
2. A. Moțiu, D. Bojin, *Studiul cu microsonda al meteoriților din România;* Comunicare la sesiunea Inst. Politehnic din București (1978).
3. V. Stanciu, E. Stoicovici, *Meteoriții din România;* Revista Muzeului de mineralogie — geologie al Universității Cluj — la Timișoara, **VII**, *1—2*, 1940—1941 (1948).
4. Al. Nicula, *Utilizarea rezonanței paramagnetice electronice (RPE) pentru studiul unor meteoriți căzuți pe teritoriul României;* Raport, arhiva CNST București (1978).
5. D. Ciurchea, *Studiul unor probe meteoritice prin efect Mössbauer;* Lucrare de specializare — Universitatea Babeș-Bolyai, facult. de fizică, Cluj-Napoca (1979).
6. Dr. Romanescu, *Trăsăturile caracteristice ale magnetizării rocilor din munții Apuseni și din partea de nord a masivului Poiana Ruscăi;* Stud. cerc. Geologie, Geofizică, Geografie, seria Geofizică, **7**, *2*, Edit. Academiei R. S. România, București (1969).
7. Dr. Romanescu, *Studiul petrofizic al regiunii miniere Băișoara — Valea Vadului;* Raport, arhiva IGG, București (1977).
8. E. G. Gusicova, *Plotnosti i magnitnie svoistva obrazțov meteoritov Kamenogo meteoritogo dojdia Pultusk;* Mineraloghiceskii sbornik — Universiteta Lvov, **2**, *28* (1974).

RELATIONS BETWEEN THE PHYSICAL PROPERTIES AND THE MINERALOGICAL COMPOSITION OF METEORITES FROM ROMANIA AND COMPARISON WITH METEORITES FROM OTHER COUNTRIES

(ABSTRACT)

The results obtained in studying some physical properties of meteorites fallen in Romania are presented and the correlation between these properties and the mineralogical composition is considered.

The researches have been carried out both on natural fragments and cubes cut from these, that is on samples with and without superficial oxidic crust.

In the case of magnetic properties, considerable differences have been noticed, especially concerning the natural remanent magnetisation values I_n, measured on natural fragments and on cubes. These differences could be explained by physical and chemical processes taking place when the meteorites pass through the Earth's atmosphere.

Finally the physical property values of meteorites studied in this work are compared with those given for meteorites fallen in other countries.

ASUPRA CONȚINUTULUI ȘI SEMNIFICAȚIEI UNOR MODELE MATEMATICE ALE ANOMALIILOR GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE

RADU BOTEZATU

Universitatea din București

1. Analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice — operațiune complexă care se plasează între obținerea hărților cu distribuția în suprafață a acestor anomalii și interpretarea geologică a unor astfel de tipuri de informații geofizice — implică intervenția unor prelucrări matematice în speranța de a obține unele informații suplimentare cu privire la corpurile geologice responsabile de aceste anomalii. Așa cum se întîmplă și în alte ramuri ale științelor experimentale în care nu este posibil de a acționa direct asupra obiectului cercetat din cauza inaccesibilității lui sau a unor restricții de o altă natură, și în cazurile de care ne ocupăm — ca, de altfel, în general în geofizica aplicată — devine necesar să recurgem la modele ideale sau, cum se mai numesc, modele logico-matematice.

Termenul de model, mult utilizat în științe de mai bine de un secol, are înțelesuri diferite.

În matematică și în logică, modelarea este de fapt o operație interlingvistică de interpretare a unui sistem de semne, mărimi etc. într-un alt sistem, prin punerea în corespondență fiecărui termen primitiv un alt termen și fiecărei operații o altă operație echivalentă avînd aceleași proprietăți formale. Aceasta este calea prin care se trece de la originalul studiat la modelul acestuia. Practic, în analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice se pleacă de la datele măsurate și aduse în stare de comparabilitate și, prin intermediul unei analogii se adoptă o structură, proprietate și relație care, odată admise, dau un înțeles datelor experimentale de la care s-a plecat. Privind pe un plan mai general problema modelării, coerența logică și capacitatea explicativă ne apar ca fiind cele două elemente principale ale construcției raționale care stau la baza elaborării oricărui model. Rezultă din cele de mai sus că valoarea unui model poate fi apreciată din două puncte de vedere diferite și anume : al capacității sale de cuprindere a datelor experimentale avute la dispoziție, precum și al valorii de adevăr a ipotezelor care au stat la baza elaborării acestuia.

Modelele matematice se împart în două clase principale și anume : „modele analitice" și „modele de simulare", criteriul acestei distincții fiind reprezentat în bună parte de scopul pe care îl urmărim. Dacă scopul este de a simplifica raporturile dintre cauză și efect, modelul matematic este un model analitic. Un exemplu de astfel de model îl poate reprezenta prima lege a lui Newton. Modelele de simulare nu încearcă neapărat să simplifice, deși nu se poate să nu conțină simplificări, rolul lor fiind în general de a explica. Modelul de simulare în geofizica aplicată trebuie să fie construit în așa fel încît să posede, pe cît posibil, însușirea de a fi o copie a corpului geologic prospectat, astfel încît prin comportamentul

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 25–39, BUCUREȘTI, 1980

său identic sau măcar comparabil cu al acestuia, să ne ajute la explicarea fenomenelor fizice măsurate care îi sînt asociate și, prin aceasta, să obținem un aport de cunoștințe asupra acestuia.

Din cele de mai sus se desprinde ideea că trebuie făcută o distincție principială între cele două clase de modele matematice, ambele folosite în analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice. Apare clar că în această acțiune operăm cu modele analitice atunci cînd ponderea cade pe prelucrarea unor astfel de anomalii (descriere analitică, analiză de frecvență, derivate de ordin superior, continuări analitice ale cîmpurilor etc.); spre deosebire, dar nu în opoziție cu acestea, modelele matematice sînt de simulare atunci cînd ele sînt folosite pentru conturarea formei precum și determinarea poziției în subsol și a proprietăților fizice ale corpurilor geologice care produc anomaliile analizate.

Cu alte cuvinte, din punct de vedere logic analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice poate îmbrăca două aspecte diferite. Unul dintre acestea este acela de analiză funcțională ce nu poate evidenția esența fenomenelor folosind cu precădere relații matematice care în multe cazuri fac abstracție de structura reală a acestora și care conduc la modele analitice. Cel de-al doilea aspect este acela de analiză structurală care vizează modele explicative cu privire la mecanismul determinant al fenomenului studiat și care conduce la modele de simulare.

În această lucrare ne vom ocupa numai de unele modele analitice folosite în analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice.

2. O posibilitate de modelare analitică a anomaliilor cîmpurilor potențiale este oferită de folosirea unei funcții de descriere care, în notație generală, are forma

$$f(x) = A + Bx + Cx^2 + Dx^3 + Ex^4 + Fx^5 + Gx^6 \qquad (1)$$

cu coeficienții A, B, ..., G determinabili prin metoda celor mai mici pătrate, $f(x)$ putînd avea semnificație de cîmp al gravității sau geomagnetic, respectiv $g(x)$, $T(x)$, $Z(x)$, sau $H(x)$. A fost arătat (Botezatu 1968, 1973; Botezatu și al. 1974; Botezatu 1976, 1978) că tratarea problemei pe profil și nu în suprafață este fără influență asupra concluziilor privind folosirea unui astfel de model; de asemenea, că atît pentru anomaliile de tip treaptă cît și pentru cele de tip clopot, un polinom de gradul șase este cu totul satisfăcător în asigurarea unei bune aproximări a anomaliei modelate pe această cale. O serie de aplicații legate de determinarea gradientului orizontal al gravității, a cîmpului continuat analitic în sus și chiar de determinarea sursei anomaliei folosind un tip de corp geologic cu geometrie simplă și legată direct de caracteristicile morfostructurale ale anomaliei gravimetrice, au pus în evidență o serie de proprietăți, posibilități și limitări care au fost prezentate și discutate pe larg în lucrările la care ne-am referit mai sus.

Problema care ne-o punem acum este aceea de a stabili în ce relație se găsește structura analitică a unui astfel de model formal cu structura fizică a anomaliei geofizice la a cărei descriere este folosit, în condițiile în care descrierea se realizează cu o eroare inferioară erorii de determinare

experimentală a acesteia sau, cu alte cuvinte, la un grad de încredere foarte ridicat.

Privită din punct de vedere strict matematic, relația (1) poate fi transcrisă în două moduri și anume:

$$f(x) = f_1(x) + f_2(x) + f_3(x) + f_4(x) + f_5(x) + f_6(x) \tag{2}$$

sau

$$f(x) = f_1'(x) + f_2(x) + f_3(x) + f_4(x) + f_5(x) + f_6(x). \tag{3}$$

În relațiile de mai sus, $f_1(x)$ are semnificația geometrică a unei drepte care trece prin origine de tipul Bx cînd $A = O$ și $f_1'(x)$ a unei drepte care nu trece prin origine de tipul $A + B\,x$, iar termenii de la $f_2(x)$ la $f_6(x)$ reprezintă niște curbe. Cu alte cuvinte, modelul analitic de descriere de tipul relației (1) are o structură al cărei echivalent geometric reprezintă suma aritmetică a unui număr finit de curbe — considerînd și dreapta tot o curbă la limită — de forme ușor determinabile prin calcul.

Avînd în vedere pe de o parte că anomaliile gravimetrice și magnetice produse de corpuri geologice singulare au exprimări grafice de forma unor curbe — fie de tip clopot, fie de tip treaptă ori de combinații între acestea — și, pe de altă parte, că în general orice anomalie gravimetrică sau magnetică reprezintă efectele cumulate prin adițiune ale mai multor cauze geologice singulare — fie corpuri geologice individualizate sau accidente tectonice, fie variații de proprietăți fizice în cadrul unui aceluiași corp — întrebarea care se pune în mod legitim este dacă termenii din relația (1) au vreo semnificație fizică în acest sens. Exprimat altfel, dacă un astfel de model analitic ar putea fi de ajutor în rezolvarea problemei fundamentale a analizei unor astfel de anomalii, respectiv la stabilirea numărului de surse principale care intră în cumul în anomalia cartată și a morfostructurii anomaliilor individuale produse de acestea.

Să vedem cum se prezintă morfostructura termenilor respectivi din relațiile (2) și (3) în două cazuri practice alese în mod deliberat cu grad de complexitate foarte diferit a structurii geologice care provoacă anomaliile gravimetrice analizate.

Primul exemplu este reprezentat de anomalia gravimetrică regională de-a lungul unui profil pe direcția Rădăuți-Mileanca situat în nordul Moldovei. În figura 1 este prezentată variația anomaliei gravimetrice Bouguer $\Delta g_0''$ în paralel cu variația funcției de descriere analitică $g(x)$ determinată pe baza relației (1) și care a căpătat forma practică de lucru redată mai jos

$$g(x) = 5{,}7067915\,x + 0{,}5166681\,x^2 - 0{,}0162094\,x^3 -$$

$$- 0{,}0154970\,x^4 - 0{,}0000604\,x^5 + 0{,}0001145\,x^6. \tag{4}$$

După cum se poate lesne remarca, relația (4) este principial de tipul relației (2). Echivalentul geometric al termenilor care se însumează pentru a determina efectul total $g(x)$ care descrie pe $\Delta g_0''$ este prezentat în figura 2.

Aspectul grafic al acestor termeni, concretizat într-o dreaptă, curbe de maxim și de minim sau segmente de efect de treaptă de-o parte și de alta a punctului de inflexiune, este comparabil cu unele efecte produse de către surse individuale de anomalii gravimetrice. Simetria lor față de

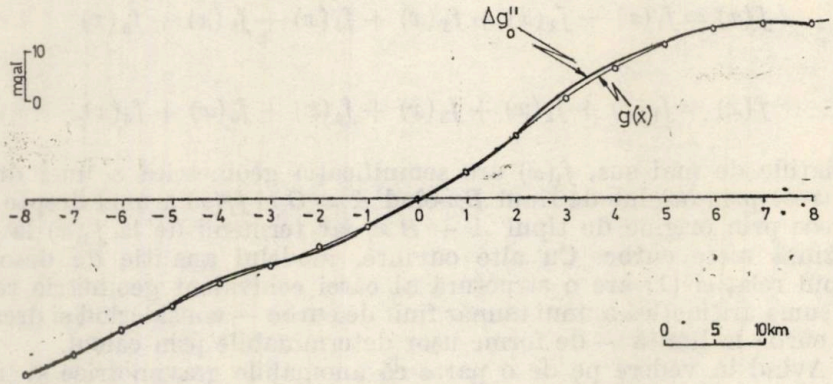


Fig. 1. — Variația anomaliei gravimetrice Δg^4 și a funcției de descriere analitică $g(x)$ a acesteia, pe profilul Rădăuți-Mileanca.

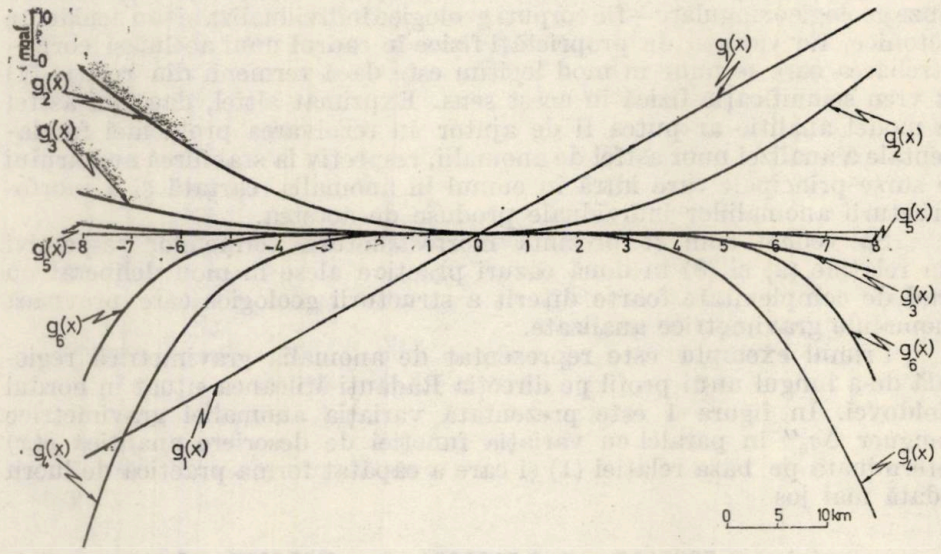


Fig. 2. — Morfostructura grafică a termenilor componenți ai funcției de descriere analitică $g(x)$ pe profilul Rădăuți-Mileanca.

originea coordonatelor pe profil, care de altfel era de așteptat de la început din examinarea relației (1), pune însă sub semnul întrebării eventuala semnificație geologică a acestor termeni.

Cel de-al doilea exemplu privește anomalia gravimetrică de la Mercheașa, din sud-estul Bazinului Transilvaniei, care a mai fost analizată

cu alte ocazii însă din puncte de vedere diferite (Botezatu și Calotă 1975 ; Botezatu 1978).

Spre deosebire de cazul precedent, în care anomalia gravimetrică are cauze diferite și complexe de-a lungul profilului luat în considerare (zona de platformă cu fundament ridicat în est, continuîndu-se spre vest peste depresiunea de la marginea Platformei moldovenești și apoi peste Depresiunea precarpatică a Carpaților Orientali), anomalia de la Mercheașa reflectă structura locală diapiră cu sîmbure de sare din cuvertura neogenă a Depresiunii Transilvaniei și deci, evident, mult mai simplă.

În figura 3 sînt prezentate variația anomaliei gravimetrice locale Δg_L și a funcției de descriere a acesteia $g(x)$, formula de lucru care a fost determinată prin metoda celor mai mici pătrate fiind

$$g(x) = -2{,}0500000000 - 0{,}0849145884\, x + 0{,}0796561456\, x^2 + \\ + 0{,}0019315042\, x^3 - 0{,}0010597484\, x^4 - \\ - 0{,}0000109248\, x^5 + 0{,}0000046876\, x^6. \qquad (5)$$

Relația (5) este de tipul relației (3). Expresia grafică a termenilor care se însumează în $g(x)$ echivalent lui Δg_L este prezentată în fig. 4.

Observațiile de fond care au fost făcute pentru profilul gravimetric Rădăuți-Mileanca rămîn valabile și pentru profilul gravimetric Mercheașa. Mai mult decît atît, dacă examinăm comparativ figurile 2 și 4 constatăm că, principial, acestea prezintă o frapantă asemănare și este foarte probabil ca imagini de același tip să obținem pentru orice anomalie pe care am analiza-o, indiferent de numărul surselor individuale, de natura geologică a acestora și de morfostructura anomaliilor pe care le produc.

3. A fost arătat (Botezatu 1976) că pentru ca un model analitic de tipul relației (1) să aibă semnificație de cîmp al gravității, respectiv să aibă dimensiuni $L^1\, T^{-2}$, coeficienții A, B, ..., G trebuie să aibă dimensiuni corespunzătoare și anume : A $(L^1\, T^{-2})$, B $(L^0\, T^{-2})$, ..., G $(L^{-5}\, T^{-2})$. În aceste condiții, coeficienții se identifică cu derivatele de ordin superior în raport cu x pentru valoarea zero a lui x, cu excepția coeficientului A care reprezintă cîmpul $g(x)$ pentru $x = 0$. Această observație conduce la concluzia că, în fapt, funcția de descriere analitică folosită reprezintă suma valorii cîmpului gravității în originea sistemului de coordonate ales pe profil și a valorilor unor termeni reprezentînd produsul dintre derivatele orizontale ale cîmpului anomal în origine și puterile distanței x corespunzătoare ordinului derivatei respective. Ori, o astfel de structură nu este altceva decît dezvoltarea în serie Maclaurin a cîmpului potențial $g(x)$ din care s-au reținut numai primii termeni pînă la ordinul șase. Cu alte cuvinte, relația (1) este echivalentă relației (6) pe care o reproducem mai jos

$$f(x) = f(0) + \frac{f_x(0)}{1!}\, x + \frac{f_{xx}(0)}{2!}\, x^2 + \ldots + \frac{f_{xxxxxx}(0)}{6!}\, x^6. \qquad (6)$$

Dar, dezvoltarea în serie Maclaurin reprezintă de fapt un caz particular al dezvoltării în serie Taylor și anume

$$f(x) = f(a) + \frac{f_x(a)}{1!}(x-a) + \frac{f_{xx}(a)}{2!}(x-a)^2 + \ldots + \frac{f_{xxxxxx}(a)}{6!}(x-a)^6. \qquad (7)$$

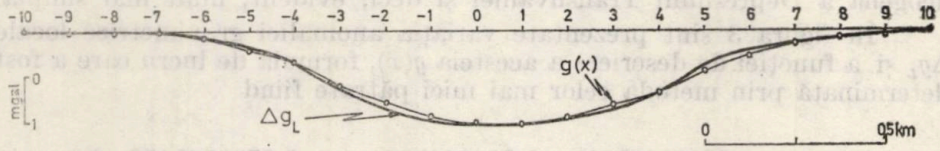


Fig. 3. — Variația anomaliei gravimetrice Δg_L și a funcției de descriere analitică $g(x)$ a acesteia, pe profilul Mercheașa.

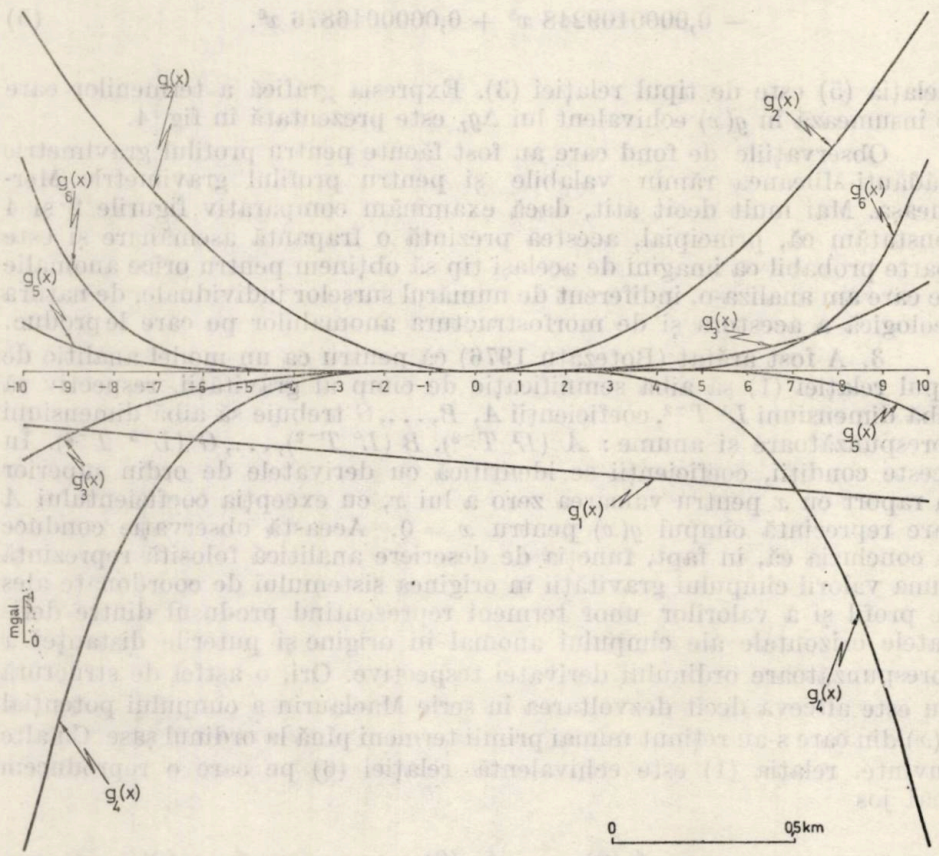


Fig. 4. — Morfostructura grafică a termenilor componenți ai funcției de descriere analitică $g(x)$ pe profilul Mercheașa.

Rezultă deci că relația (1) poate fi transcrisă pentru orice punct de coordonată oarecare $x = a$ de pe axa profilului considerat, cu condiția să putem determina derivatele de ordin pînă la șase în raport cu x ceea ce, de altfel, este imediat posibil operînd asupra funcției reprezentată de această relație.

Valorile $(x - a)$ putînd fi, în cazul general, oricare de pe profil, să vedem care este morfostructura derivatelor orizontale ale funcției reprezentată de relația (1). Pentru exemplificare s-a ales cazul unui profil gravimetric care trece prin apex-ul anomaliei produsă de structura de vulcanite neogene masive, de tip andezitic, din Dealul Leul, aparținînd lanțului muntos vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita.

Funcția de descriere analitică $g(x)$ a acestei anomalii gravimetrice $\Delta g_0''$ a fost determinată (Botezatu 1973) ca

$$g(x) = 6{,}8000000000 - 0{,}1687301763\, x^2 + 0{,}0020758712\, x^4 - \\ - 0{,}0000091209\, x^6. \qquad (8)$$

În figura 5 este reprodusă variația anomaliei gravimetrice $\Delta g_0''$ de-a lungul unui profil median în paralel cu cea a funcției de descriere analitică determinată conform relației (8). Pe baza aceleeași relații (8) au fost stabilite expresiile analitice, prin derivare succesivă în raport cu x și calculate derivatele de ordin pînă la șase, în fapt gradienții orizontali ai cîmpului gravității pe direcția profilului pînă la ordinul șase, al căror aspect grafic este reprodus în figura 6. După cum se poate remarca, aceste mărimi gravimetrice sînt reprezentabile printr-un sistem de curbe care pot avea aspect de maxim, maxim și minim, oscilație cvasisinusoidală sau dreaptă.

În prezent nu cunoaștem proprietățile unor astfel de gradienți orizontali ai cîmpului gravității și nici în ce măsură folosirea lor ne-ar putea ajuta în analiza anomaliilor gravimetrice și, mai departe, în interpretarea geologică a acestor anomalii.

Relațiile (6) și (7) pun însă în evidență un alt aspect interesant și anume acela că dacă adoptăm ca model analitic o dezvoltare în serie Maclaurin sau, în cazul general, în serie Taylor a anomaliilor gravimetrice sau magnetice, termenii pe care îi reținem în polinomul de descriere reprezintă convoluarea puterilor n ($n = 0, 1, \ldots, 6$) ale distanței x cu valorile corespunzătoare ale derivatelor orizontale ale lui $f(x)$ de ordinul respectiv n pentru punctul de pe profil care face obiectul descrierii. Cu alte cuvinte, structura relației (1) ne apare ca suma unor termeni obținuți prin înmulțirea unor valori ale unor funcții de tipul celor reprezentate în figurile 2 și 4 cu valori ale unor funcții de tipul celor din fig. 6. Ținînd cont de observația de mai sus, relația (1) nu mai are un caracter strict formal ci capătă o semnificație fizică; legătura dintre aceasta și structura fizică reală a cîmpurilor potențiale la a căror descriere se poate folosi este însă foarte greu de stabilit.

4. O altă posibilitate de modelare analitică a anomaliilor gravimetrice și magnetice este pusă la dispoziție de analiza armonică, respectiv de dezvoltarea în serie Fourier sau de folosirea integralei Fourier. La analiza

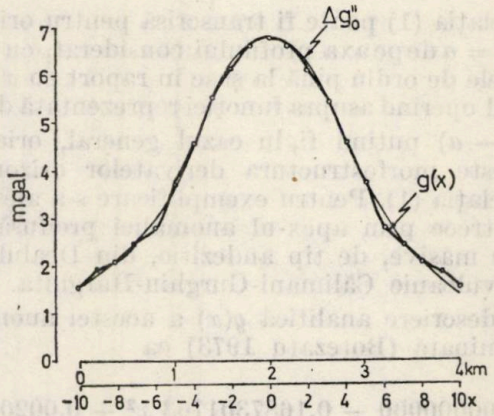


Fig. 5. — Variaţia anomaliei gravimetrice $\Delta g''_0$ şi a funcţiei de descriere analitică $g(x)$ pe un profil median al structurii vulcanice Leul (după R. Botezatu, 1973).

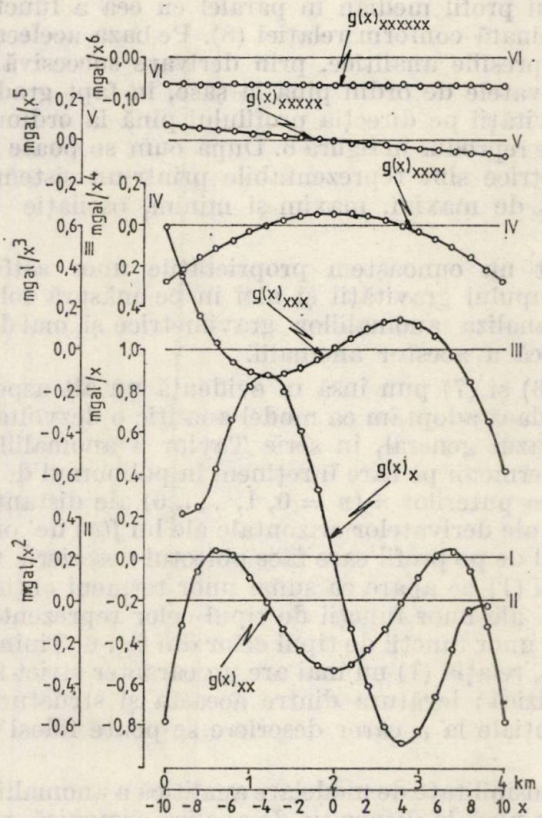


Fig. 6. — Variaţia primelor şase derivate orizontale determinate pe baza funcţiei $g(x)$ pe un profil median al structurii vulcanice Leul (după R. Botezatu, 1973).

practică a unor fenomene fizice pe această cale se pot prezenta două situații diferite și anume :

— fenomenul fizic de analizat conține două sau mai multe componente, avînd fiecare o frecvență proprie fără nici o legătură cu frecvențele celorlalte componente, în care caz modelul analitic corespunde unei funcții complexe nearmonice ;

— fenomenul fizic conține o componentă fundamentală și armonicele acesteia ale căror frecvențe sînt multipli ai frecvenței fundamentalei, în care caz modelul analitic corespunde unei funcții complexe armonice.

Avînd în vedere structura fizică a anomaliilor gravimetrice și magnetice datorită fenomenului de cumulare al efectelor mai multor surse individuale existente în subsol, apare evident că prima situație este de luat în considerare.

Analiza funcțiilor complexe nearmonice comportă determinarea lungimilor de undă și a amplitudinilor componentelor pe care acestea le conțin. Modelul analitic utilizat în acest scop are expresia

$$f(x) = a + (a_1 \sin \delta_1) \cos \frac{2\pi}{l_1} x + (a_1 \cos \delta_1) \sin \frac{2\pi}{l_1} x +$$

$$+ (a_2 \sin \delta_2) \cos \frac{2\pi}{l_2} x + (a_2 \cos \delta_2) \sin \frac{2\pi}{l_2} x + \ldots \qquad (9)$$

în care a, a_1, a_2, ... au semnificație de amplitudini, δ_1, δ_2, ... reprezintă constantele de fază și l_1, l_2, ... lungimile de undă ale componentelor.

Un astfel de model a fost folosit la analiza unor anomalii gravimetrice și magnetice, printre care și a anomaliei ΔZ de la Bătrînești-Gurbănești din Platforma moldovenească (Botezatu 1971).

Prin filtrare numerică pe bază de mediere simplă și ponderată a unui profil al variației componentei verticale ΔZ, ortogonal ca direcție pe axa de simetrie a anomaliei și care o traversează în zona ei centrală, a fost stabilită existența a patru componente principale și au fost estimate valorile lungimilor de undă ale acestora. Prin transformări adecvate și folosind valorile lungimilor de undă obținute, relația (9) a căpătat forma practică a funcției de descriere $Z(x)$ pe care o redăm mai jos

$$Z(x) = -142{,}956 - (1{,}664 \sin 169^\circ\ 09') \cos \frac{2\pi}{1{,}84} x -$$

$$- (1{,}664 \cos 169^\circ\ 09') \sin \frac{2\pi}{1{,}84} x +$$

$$+ (30{,}626 \sin 134^\circ\ 14') \cos \frac{2\pi}{4{,}19} x +$$

$$+ (30{,}626 \cos 134^\circ\ 14') \sin \frac{2\pi}{4{,}19} x +$$

$$+(129{,}935\sin 82°07')\cos\frac{2\pi}{7{,}48}x+$$

$$+(129{,}935\cos 82°07')\sin\frac{2\pi}{7{,}48}x-$$

$$-(539{,}965\sin 178°37')\cos\frac{2\pi}{30{,}49}x-$$

$$-(539{,}965\cos 178°37')\sin\frac{2\pi}{30{,}49}x. \qquad (10)$$

În figura 7 este reprodusă variația anomaliei ΔZ precum și cea a funcției de descriere analitică $Z(x)$ calculată conform relației (10). Echivalentul geometric al celor patru componente este reprodus în figura 8. Semnificația fizică a acestor patru componente nu pare a avea un conținut geologic, cu toate că între valorile lungimilor de undă nu există o legătură de tipul celei care ar caracteriza o funcție complexă armonică. Am ajuns și de această dată, într-o formă mai evidentă chiar decît în cazul altor modele analitice, la concluzia că folosirea unei astfel de funcții de descriere ne conduce la un număr de componente al căror aspect grafic este legat de structura matematică a funcției și nu de realitatea fizico-geologică ce a produs anomalia geofizică analizată. În schimb s-a cîștigat un lucru important și anume: stabilirea numărului de surse principale care intră în cumul. În acest sens, controlul aplicării relației (10) prin variația anomaliei cartate ΔZ așa cum apare din figura 7 este concludent, abaterile dintre cele două curbe rămînînd în domeniul erorilor de cartare. Prin aceasta, modelul analitic reprezentat de relația (9) capătă caracteristici ale unui model matematic de simulare.

5. Cercetările au arătat că funcțiile armonice și, în cazul general, funcțiile poliarmonice de două variabile sînt funcții analitice aproape periodice în raport cu una din variabile, uniforme față de cealaltă, această proprietate fiind definită într-o bandă (a, b) sau chiar într-un semiplan (Corduneanu 1961). Este de asemenea cunoscut faptul că atît potențialele gravității și geomagnetic, ca și cîmpurile respective derivate din acestea, sînt funcții poliarmonice; totodată, cunoașterea acestora în prospecțiunea geofizică se realizează ca distribuție a intensității lor în suprafață, pe o arie în general limitată, deci practic într-o bandă.

Fie $f(x,y)$ o funcție poliarmonică de ordinul n în banda (a, b). A fost demonstrat (Nicolescu 1953) că se pot determina n funcții armonice $f_1(x, y)$, $f_2(x,y)$, ..., $f_n(x, y)$ astfel încît

$$f(x,y) = f_1(x, y) + xf_2(x, y) + \ldots + x^{n-1} f_n(x, y). \qquad (11)$$

Funcțiile $f_i(x, y)$ poartă numele de componente armonice ale lui $f(x, y)$ în banda (a, b). Aceste funcții armonice nu sînt determinate, de altfel în mod univoc; dacă însă componentele armonice din banda respectivă sînt mărginite, ele sînt determinate fiecare în afară de o funcție liniară de x și sînt toate aproape periodice în orice bandă interioară lui (a, b) putînd fi deci reprezentate prin serii Fourier cu exponenții și constantele Fourier-Bohr perfect determinabile. Astfel, $f(x, y)$ apare în final ca un

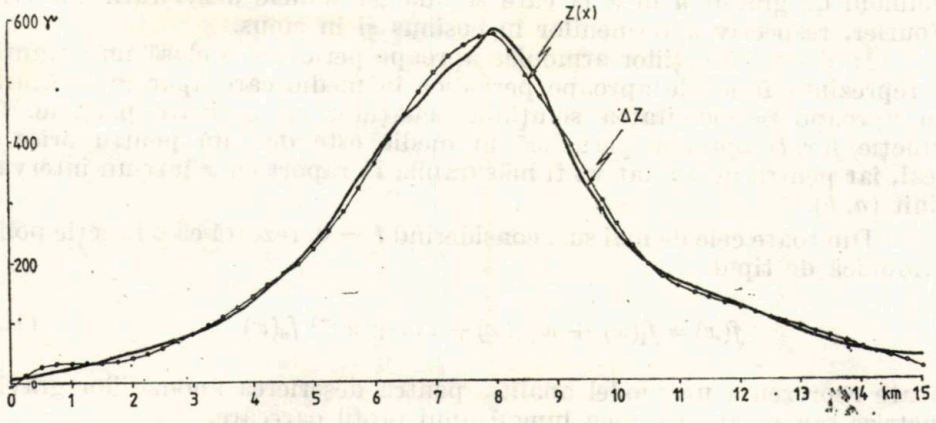


Fig. 7.— Variaţia componentei verticale ΔZ a cîmpului magnetic pe un profil central la anomalia Bătrîneşti-Gurbăneşti, în paralel cu variaţia uncţiei de descriere analitică $Z(x)$ (după R. Botezatu, 1971).

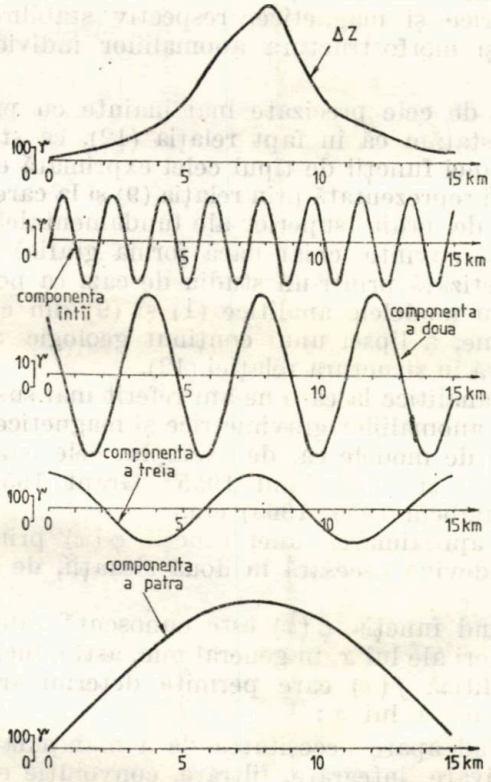


Fig. 8. — Anomalia ΔZ şi cele patru componente ale funcţiei de descriere analitică $Z(x)$ (după R. Botezatu, 1971).

polinom de gradul n în x la care se adaugă sumele dezvoltării în serie Fourier, respectiv a termenilor în cosinus și în sinus.

În cadrul funcțiilor armonice aproape periodice o clasă importantă o reprezintă funcțiile aproape periodice în medie care apar în legătură cu aproape periodicitatea soluțiilor ecuațiilor cu derivate parțiale. O funcție $f(x, t)$ aproape periodică în medie este definită pentru orice t real, iar pentru un t fixat va fi măsurabilă în raport cu x într-un interval finit (a, b).

Din toate cele de mai sus, considerînd $t = 0$, rezultă că o funcție poliarmonică de tipul

$$f(x) = f_1(x) + x f_2(x) + \ldots + x^{n-1} f_n(x) \tag{12}$$

poate reprezenta un model analitic pentru descrierea anomaliilor gravimetrice sau magnetice de-a lungul unui profil oarecare.

Determinarea expresiei analitice a componentelor armonice $f_i(x)$ din relația (12) este o problemă foarte grea, la cunoștința noastră chiar insolubilă în momentul de față. Dacă lucrul acesta s-ar putea realiza atunci ar fi posibilă rezolvarea problemei fundamentale a analizei anomaliilor gravimetrice și magnetice, respectiv stabilirea numărului de surse principale și morfostructura anomaliilor individuale produse de către acestea.

Ținînd cont de cele precizate mai înainte cu privire la funcțiile poliarmonice, constatăm că în fapt relația (12), ca structură analitică, reprezintă suma unei funcții de tipul celei exprimată de relația (1) cu a uneia de tipul celei reprezentată prin relația (9) și la care se adaugă expresiile armonicelor de ordin superior ale fundamentalelor componentelor respective. Cu alte cuvinte, chiar dacă forma grafică a funcțiilor $f_i(x)$ nu poate fi concretizată printr-un studiu de caz, ea poate fi intuită din cazurile tratate cu modelele analitice (1) și (9) din care reiese aceeași concluzie, și anume, a lipsei unui conținut geologic al componentelor armonice care intră în structura relației (12).

6. Modelele analitice la care ne-am referit mai sus nu sînt singurele folosite în analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice ; mai sînt cunoscute și alte tipuri de modele ca, de exemplu, cele bazate pe polinoame ortogonale (Oldham și Sutherland 1955 ; Grant 1957), pe polinoame neortogonale (Krumbein 1959, 1963) etc.

În general, aproximarea unei funcții $\varphi(x)$ printr-o altă funcție convenabilă $f(x)$ devine necesară în două situații, de altfel legate între ele, și anume :

— atunci cînd funcția $\varphi(x)$ este cunoscută cantitativ pentru un număr finit de valori ale lui x, în general mic, astfel încît $\varphi(x)$ este adusă într-o formă analitică $f(x)$ care permite determinarea ei cantitativă pentru orice valoare a lui x ;

— atunci cînd apare necesitatea de a manipula funcția $\varphi(x)$, de exemplu prin derivare, integrare, filtrare, convoluție etc.

Orice funcție de aproximare $f(x)$ este în general de tipul unui polinom, respectiv o combinație liniară de funcții simple ca, de exemplu, puteri de ordinul n ($n = 0,1,\ldots,n$) ale lui x, funcții trigonometrice, funcții

exponențiale, aproximații raționale respectiv rapoarte de polinoame de puteri etc. (Carnahan și al. 1969). Studiul structurii analitice și a echivalentului geometric al diferitelor tipuri de funcții încorporate în astfel de modele conduce la concluzii comparabile cu cele care au fost expuse deja. Teoretic, orice funcție continuă $\varphi(x)$ poate fi aproximată la orice grad de precizie dorit, într-un interval închis, printr-o funcție polinomială $f(x) = p_n(x)$, cu satisfacerea teoremei de aproximare a lui Weierstrass : „dacă $\varphi(x)$ este continuă în intervalul închis (a, b), adică $a \leqslant x \leqslant b$, pentru orice $\varepsilon > 0$ există un polinom oarecare $p_n(x)$ de grad $n \equiv n(\varepsilon)$ astfel încît $|\varphi(x) - p_n(\varepsilon)| < \varepsilon$".

Privind problema modelării analitice pe un plan mai general, ne apare evidentă insuficiența unei astfel de reprezentări funcționale utilă numai pentru descrierea matematică, modală, însă inoperantă pentru sesizarea esenței și, în ultimă instanță, a raportului de cauzalitate dintre anomalia geofizică și sursa ori sursele fizicogeologice ale acesteia. În fapt, un astfel de model analitic reprezintă o lege de stare sau morfologică, respectiv legături reciproce, necesare, între specii de proprietăți și mărimi de stare simultane. Ne situăm în acest caz, ca și în alte domenii ale științei ca, de exemplu, în geometrie, în cinematică, în biologie sau geologie cînd se folosesc legități taxonomice etc., în fața unor modele care nu au un conținut cauzal. Cu toate acestea, nu trebuie uitat că legătura de stare deși nu se identifică cu relația de cauzalitate se întemeiază pe aceasta și că ea reprezintă o formă particulară a determinismului general sau global.

Rezultă din toate considerațiile teoretice ca și din studiile de caz prezentate în această lucrare că folosirea unor modele analitice pentru descrierea matematică a anomaliilor gravimetrice și magnetice pune în evidență următoarele :

— Asigură reproducerea aspectului grafic, în fapt a geometriei anomaliilor descrise analitic, operînd o nivelare a acestora care are un caracter obiectiv.

— Face posibilă o mai ușoară prelucrare a acestora prin derivare sau integrare ori prin procedeele statisticii matematice sau ale analizei armonice ; în acest sens, exemplul modelelor analitice bazate pe analiza Fourier — prin transformarea în domeniul de frecvență și revenirea în domeniul spațial, cu toate avantajele pe care le oferă utilizarea calculatorului electronic — este cît se poate de convingător.

— Nu aduc informații cu conținut geologic în plus față de orice prelucrare directă a anomaliilor, chiar atunci cînd se folosesc în acest scop procedee simple cum ar fi, de pildă, separarea de cîmpuri prin binecunoscuta metodă a mediilor mobile.

Ajungem astfel la concluzia că un model matematic de folosit cu o mai mare eficiență la analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice ar trebui să posede două calități esențiale și anume :

— Să aibă o structură analitică polinomială, respectiv să reprezinte o sumă a mai multor funcții, deoarece anomaliile geofizice de acest fel sînt rezultatul cumulului prin adițiune sau superpoziție a efectelor mai multor corpuri geologice din subsol. Această condiție este îndeplinită de orice model analitic folosit pînă în prezent.

— Fiecare termen al acestui polinom, respectiv fiecare funcţie care intră în constituţia lui, trebuie să aibă structura analitică corespunzătoare efectului gravimetric, respectiv magnetic, al corpurilor geologice din natură. Această condiţie nu este îndeplinită de nici unul din modelele analitice pe care le avem la dispoziţie în momentul de faţă.

Un astfel de model cu calităţile precizate mai sus, cu caracter de funcţie armonică şi cu toate consecinţele care derivă din această proprietate, ar trebui să aibă — principial — o structură generală de forma

$$f(x, y) = f_1(x, y) + f_2(x, y) + \ldots + f_n(x, y). \qquad (13)$$

Pentru un astfel de model s-ar putea probabil găsi un criteriu de departajare a termenilor componenţi şi de izolare a acelor termeni $f_i(x, y)$ care au o contribuţie hotărîtoare în $f(x, y)$, ca de exemplu eliminînd pe aceia a căror intensitate rămîne inferioară erorii de cunoaştere a anomaliei gravimetrice sau magnetice supusă analizei.

În încheierea acestor consideraţii privind modelarea analitică trebuie precizat că ele nu sînt specifice numai analizei anomaliilor gravimetrice şi magnetice, ci rămîn în egală măsură valabile analizei oricărui alt tip de informaţie geofizică.

Primit la redacţie la 10.X.1979

BIBLIOGRAFIE

Botezatu R. (1968), *Contribuţii la problema descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. 1. Descrierea analitică a anomaliilor de tip treaptă, pe profile, printr-un polinom de puteri ale distanţei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **6**, 2.

Botezatu R. (1971), *Interpretarea anomaliilor gravimetrice şi magnetice cu ajutorul funcţiilor periodice*, St. tehn. şi econ., Seria D, **8**.

Botezatu R. (1973), *Approximation of gravity anomalies by the least squares method. Some possibilities and limitatons*, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **17**, 2.

Botezatu R., Calotă C., Constantinescu L. (1974), *Advances in investigating magmatic structures by means of gravity and magnetic data*, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique, **18**.

Botezatu R., Calotă C. (1975), *Can be the potential worthwhile in gravity interpretation ?*, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique, **19**.

Botezatu R. (1976), *Contribuţii la problema descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. 2. O cale de interpretare cantitativă a surselor anomaliilor de tip treaptă descrise analitic pe profil*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică, **14**, 2.

Botezatu R. (1978), *Contribuţii la problema descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. 3. Dimensiuni şi semnificaţii fizice ale unor mărimi sintetice determinate folosind descrierea analitică pe profil a anomaliilor gravimetrice*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică, **16**.

Carnahan B., Luther H. A., Wilkes J. O. (1969), *Applied numerical methods*, John Wiley and Sons, Inc., New York.

Corduneanu C. (1961), *Funcţii aproape periodice*, Editura Academiei Republicii Populare Române, Bucureşti.

Grant F. (1957), *A problem in the analysis of geophysical data*, Geophysics, **22**, 2.

Krumbein W. C. (1959), *Trend surface analysis of contour-type maps with irregular control-point spacing*, Journ. of Geophys. Res., **44**, 7.

KRUMBEIN W. C. (1963), *Confidence interval on low-order polynomial trend surfaces*, Journ. of Geophys. Res., **48**, *20*.

NICOLESCU M. (1953), *Funcții poliarmonice aproape periodice*, Bul. st. Secțiunea de șt. matem. și fiz., **5**, *2*.

OLDHAM C. H. B., SUTHERLAND B. D. (1955), *Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect*, Geophysics, **20**, *2*.

ON THE CONTENT AND SIGNIFICANCE OF SOME MATHEMATICAL MODELS OF GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES

(ABSTRACT)

There are shown and discussed the content and the physical and geological significance of four analytical models with a view to approximating along a profile the gravity and magnetic anomalies, with different mathematical structure, namely : a polynomial of powers of the distances (1),development in Maclaurin (6) or Taylor (7) series,nonharmonical complex function (9) and Miron Nicolescu's relationship based on the structure theorem of the nearly-periodical (presque-périodiques) polyharmonical functions (12). The graphical form of the polynomial components of the first three models are shown in figures 2, 4, 6 and 8 for some gravity and magnetic anomalies mapped in Romania. It is obvious that such analytical models have only a formal character, their use being advantageous in the processing of the anomalies but not furnishing supplementary information on the hidden geological structures producing anomalies.

The conclusion is that a mathematical model with simulation property, that in a general form must have the structure of the relationship (13), respectively a polynomial with terms representing harmonical functions of the gravity or magnetic effects type, is the only one that can be efficient in the analysis of such anomalies, that is the establishment of the number of anomalous sources which actually take part in the creation of the cumulated anomaly and an accurate determination of the form and intensity of each individual anomaly produced by these anomalous sources.

DESPRE MIGRAREA SECȚIUNILOR SEISMICE PRIN UTILIZAREA ECUAȚIEI SCALARE A UNDELOR

VIRGIL BARDAN

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, sect. 1, București

INTRODUCERE

În ultimii ani s-au obținut importante îmbunătățiri în prelucrarea numerică a datelor seismice prin adoptarea noilor tehnici de migrare cu aplicarea teoriei scalare a undelor, tehnici ce au la bază lucrările inițiate de Clearbout încă din anul 1970. Atît tehnicile de migrare cu ecuații cu diferențe, introduse de Clearbout (1971, 1972 și 1976), cît și cele cu ecuații integrale, dezvoltate de French (1974 și 1975), s-au bucurat de mare succes. Mai recent Stolt (1978) propune metode de migrare în care soluția ecuației undelor se obține direct cu ajutorul transformatelor Fourier, iar Gazdag (1978) dezvoltă aceste metode pentru migrarea secțiunilor seismice obținute în medii neomogene (cu viteză variabilă).

În această lucrare, după ce se descrie cadrul general al metodelor de migrare prin utilizarea ecuației scalare a undelor, se dezvoltă metoda migrării în domeniul $f-k$ a secțiunilor seismice de offset zero cu precizări importante asupra realizării procesului invers migrării și cu considerații asupra programării eficiente și aplicabilității acestei metode. Se prezintă, de asemenea, mai multe rezultate obținute cu această metodă atît pe secțiuni seismice sintetice (modele) cît și pe secțiuni seismice reale.

CADRUL TEORETIC GENERAL

MODELUL CONSIDERAT

Se presupune că pămîntul este un semispațiu cu două dimensiuni prin care se propagă undele seismice cu o viteză, $c(x, z)$, care depinde de punct, (x, z), unde x și z reprezintă distanța pe orizontală și respectiv, adîncimea punctului (vezi fig. 1). Fiecare punct din pămînt are proprietatea de a transforma o undă seismică ce coboară în pămînt într-o undă ce urcă, proprietate caracterizată prin coeficientul de reflecție, $R(x, z)$, a cărei variație unghiulară se neglijează. Sînt neglijate, de asemenea, și reflecțiile multiple.

Producerea și înregistrarea undelor seismice au loc la suprafața pămîntului unde (x_s, z_s) și (x_g, z_g) reprezintă coordonatele poziției sursei și, respectiv, ale geofonului. Se presupune că undele seismice reflectate, care sînt înregistrate de geofon ca variații de presiune, de viteză sau de

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 41–59, BUCUREȘTI, 1980

deplasare, sînt descrise matematic prin funcţia $\Phi(x_s, z_s, x_g, z_g, t)$, unde prin t s-a notat timpul în care unda parcurge distanţa de la sursă la punctul de reflecţie şi înapoi la geofon. Pentru o suprafaţă plană z_s şi z_g sînt, desigur, zero.

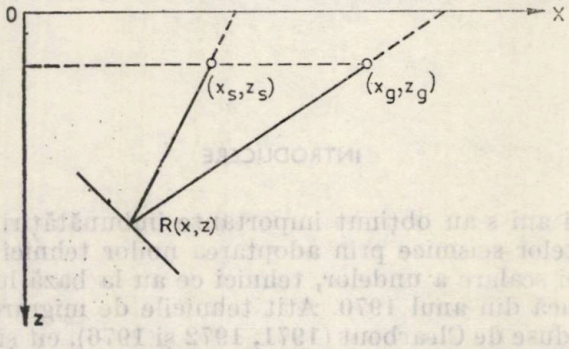


Fig. 1. — Modelul de migrare prin determinarea schimbării cîmpului seismic cînd sursele şi geofonii coboară în pămînt.

Prin migrare se încearcă să se determine funcţia de reflectivitate $R(x, z)$ din înregistrările la suprafaţă, care se pot descrie matematic prin $\Phi(x_s, 0, x_g, 0, t)$. Aceasta se realizează extrapolînd pe Φ cînd sursele şi geofonii coboară fictiv în pămînt la adîncimea z şi considerînd aproximaţia

$$R(x, z) \approx \Phi(x, z, x, z, 0), \tag{1}$$

deoarece în acest caz sursa şi geofonul se găsesc în punctul (x, z) şi amplitudinea undei reflectate este aproximativ proporţională cu coeficientul de reflecţie (vezi Clearbout (1971)).

Schimbările lui Φ cînd sursa şi geofonul coboară în pămînt pot fi prezise cu ecuaţia scalară a undelor, adică

$$\Phi_{x_s x_s} + \Phi_{z_s z_s} - \Phi_{tt} / c^2(x_s, z_s) = 0 \tag{2}$$

şi

$$\Phi_{x_g x_g} + \Phi_{z_g z_g} - \Phi_{tt} / c^2(x_g, z_g) = 0, \tag{3}$$

ecuaţii ce descriu, desigur, micile variaţii ale lui Φ în raport cu micile modificări în poziţia sursei şi, respectiv, a geofonului (pentru derivatele parţiale s-au folosit notaţiile cu indici : $\Phi_{x_s x_s} = \dfrac{\partial^2 \Phi}{\partial x_s^2}$ etc.).

MIGRAREA SECŢIUNILOR SEISMICE DE OFFSET ZERO

Cele două ecuaţii ((2) şi (3)) pot fi foarte mult simplificate în cazul secţiunilor seismice de offset zero (secţiunile corectate dinamic şi eventual

însumate) dacă acestea sînt considerate ca secțiuni de incidență normală cu $(x_s, z_s) = (x_g, z_g)$.

Definind coordonatele punctului mediu

$$x = (x_s + x_g)/2 \text{ și } z = (z_s + z_g)/2, \tag{4}$$

coordonatele relative

$$x' = (x_s - x_g)/2 \text{ și } z' = (z_s - z_g)/2, \tag{5}$$

și punînd

$$\widetilde{\Phi}(x, x', z, z', t) = \Phi(x_s, z_s, x_g, z_g, t)$$

o secțiune de offset zero se poate descrie prin $\widetilde{\Phi}(x, 0, 0, 0, t)$, iar migrata ei pentru adîncimea z prin $\widetilde{\Phi}(x, 0, z, 0, 0)$.

Cu notațiile de mai sus și cu neglijarea derivatelor parțiale ale lui $\widetilde{\Phi}$ în raport cu x' și z', ecuațiile (2) și (3) se transformă într-o singură ecuație

$$\widetilde{\Phi}_{xx} + \widetilde{\Phi}_{zz} - 4\,\widetilde{\Phi}_{tt}/c^2\,(x, z) = 0, \tag{6}$$

care diferă de (2) sau (3) prin factorul 4 de la ultimul termen. Aceasta se datorește faptului că în (6) coordonatele sursei și ale geofonului se modifică sincron, în timp ce în (2) sau (3) coordonatele geofonului sau, respectiv, ale sursei sînt păstrate fixe.

TRANSFORMAREA DE COORDONATE A LUI CLEARBOUT

Clearbout definește un nou sistem de coordonate în care $\widetilde{\Phi}$ variază mai puțin rapid cu adîncimea. Dacă viteza c este constantă, o astfel de transformare ar putea fi

$$D = ct/2 + z \text{ și } d = z. \tag{7}$$

În acest sistem de coordonate, D reprezintă adîncimea punctului de reflecție.

Punînd

$$\psi(x, d, D) = \widetilde{\Phi}(x, 0, z, 0, t) \tag{8}$$

ecuația (6) devine

$$\psi_{xx} + \psi_{dd} + 2\,\psi_{dD} = 0 \tag{9}$$

(vezi Clearbout (1976)).

Secțiunea nemigrată corespunde, desigur, lui

$$\psi(x, 0, D) = \psi(x, 0, ct/2) = \widetilde{\Phi}(x, 0, 0, 0, t), \tag{10}$$

iar secţiunea migrată pentru adîncimea z este descrisă de

$$\psi(x, D, D) = \psi(x, z, z) = \widetilde{\Phi}(x, 0, z, 0, 0), \tag{11}$$

unde viteza c este funcţie de x şi z.

Pentru unde ce se deplasează aproape vertical, ψ_{dd} poate fi neglijat în (9) obţinîndu-se ecuaţia

$$\psi_{xx} + 2\,\psi_{dD} = 0, \tag{12}$$

aşa-numita aproximare la 15 grade a ecuaţiei undelor, care, transformată într-o ecuaţie cu diferenţe finite, a condus la primele algoritme de migrare a secţiunilor seismice prin utilizarea teoriei scalare a undelor.

MIGRAREA CU AJUTORUL TRANSFORMATELOR FOURIER

După cum este ştiut, transformatele Fourier joacă un rol important în obţinerea directă a soluţiilor ecuaţiilor cu derivate parţiale şi coeficienţi constanţi. De aceea şi despre obţinerea algoritmilor de migrare prin utilizarea transformatelor Fourier în soluţionarea ecuaţiei scalare a undelor au apărut mai multe studii.

Dacă se consideră transformata Fourier în raport cu x a funcţiei $\psi(x, d, D)$,

$$\hat{\psi}(p, d, D) = \int_{-\infty}^{\infty} \psi(x, d, D)\, e^{-ipx}\, dx, \tag{13}$$

cu

$$\psi(x, d, D) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} \hat{\psi}(p, d, D)\, e^{ipx} dp, \tag{14}$$

unde $p = 2\pi k$ (prin k s-a notat numărul de undă), ecuaţia (9) devine

$$p^2 \hat{\psi} = \hat{\psi}_{dd} + 2\hat{\psi}_{dD}. \tag{15}$$

Derivînd pe (15) în raport cu D şi d rezultă

$$-p^2\hat{\psi}_D = 2\hat{\psi}_{ddD} + \hat{\psi}_{ddd} \tag{16}$$

şi, respectiv,

$$p^2\hat{\psi}_d = 2\,\hat{\psi}_{ddD} + \hat{\psi}_{ddD}. \tag{17}$$

Neglijînd în (17) pe $\hat{\psi}_{ddd}$, ecuaţiile (16) şi (17) se pot scrie ca o singură ecuaţie sub forma

$$2p^2\hat{\psi}_D - p^2\,\hat{\psi}_d = 4\,\hat{\psi}_{dDD}, \tag{18}$$

care este cunoscută sub denumirea de aproximarea la 45 grade a ecuației scalare a undelor și care se poate discretiza pentru a se obține algoritmi efectivi de migrare a secțiunilor seismice de offset zero (vezi Stolt (1978)).

Luîndu-se în considerație transformata Fourier bidimensională a funcției $\psi(x, 0, ct/2)$, se pot obține algoritmi pentru așa-zisa migrare în domeniul $f-k$.

MIGRAREA SECȚIUNILOR SEISMICE DE OFFSET ZERO ÎN DOMENIUL $f-k$

Dacă se consideră funcția $\psi(x, d, D)$ ca depinzînd de variabilele x, t, și τ,

$$u(x, t, \tau) = \psi(x, d, D),$$

unde prin τ s-a notat dublul timpului în care se parcurge de către unda seismică distanța pe verticală, d — adîncimea la care sînt coborîți geofonii și sursele — (cînd viteza c este constantă $\tau = 2d/c$), atunci $u(x, t, 0)$ va reprezenta secțiunea seismică de offset zero nemigrată, iar $u(x, t = \tau, \tau)$ migrata ei la $t = \tau$.

Cu noile notații și ținînd seama de (7) ecuațiile (9) și (12) se pot scrie

$$u_{xx} + 4u_{\tau\tau}/v^2 + 8u_{t\tau}/v^2 = 0 \qquad (9')$$

și, respectiv,

$$u_{xx} + 8u_{t\tau}/v^2 = 0, \qquad (12')$$

unde $v = v(\tau) = c(x, z)$, adică se presupune că nu există variație laterală a vitezei.

Dacă pentru $u(x, t, \tau)$ se consideră transformata Fourier bidimensională în raport cu x și t,

$$U(p, \omega, \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ipx}\, dx \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t, \tau)\, e^{-i\omega t}\, dt, \qquad (19)$$

cu

$$u(x, t, \tau) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{ipx}\, dp \int_{-\infty}^{\infty} U(p, \omega, \tau)\, e^{i\omega t}\, d\omega, \qquad (20)$$

unde $p = 2\pi k$ și $\omega = 2\pi f$ (prin k și f s-a notat numărul de undă și, respectiv, frecvența), (9′) și (12′) se pot scrie

$$U_{\tau\tau} + 2i\omega U_\tau - \frac{p^2 v^2}{4} U = 0 \qquad (9'')$$

și, respectiv,

$$U_\tau = \frac{-ip^2 v^2}{8\omega} U \qquad (12'')$$

(prin U_x s-a notat transformata Fourier bidimensională a lui u_x etc., şi s-a ţinut seama de faptul că $U_t = i\omega U$, $U_x = ip\,U$ şi $U_{xx} = -p^2\,U$).

Integrînd pe (12″) între 0 şi τ se obţine

$$U(p, \omega, \tau) = U(p, \omega, 0)\, e^{-i\varphi\tau}, \tag{21}$$

unde $U(p, \omega, 0)$ este transformata Fourier bidimensională a secţiunii nemigrate $u(x, t, 0)$, iar

$$\varphi = \frac{p^2}{8\omega} v_{rms}^2 \tag{22}$$

cu

$$v_{rms}^2 = \frac{1}{\tau}\int_0^\tau v^2(\tau)\, d\tau \tag{23}$$

(prin v_{rms} s-a notat viteza *rms* pe intervalul $(0, \tau)$).

Dacă în transformata Fourier bidimensională inversă (20) se ţine seama de (21) şi se înlocuieşte t prin τ rezultă $u(x, t = \tau, \tau)$, adică secţiunea migrată.

Presupunînd în (9) pe v constant şi alegînd dintre cele două soluţii particulare ce rezultă din rezolvarea ecuaţiei caracteristice

$$r^2 + 2i\omega r - \frac{p^2 v^2}{4} = 0$$

pe cea cu semnul plus înaintea radicalului (cealaltă nu convine din punct de vedere al semnificaţiei fizice) se obţine

$$U(p, \omega, \tau) = U(p, \omega, 0)\, e^{-i\tilde{\varphi}\tau}, \tag{24}$$

unde

$$\tilde{\varphi} = \omega\left(1 - \sqrt{1 - \frac{p^2 v^2}{4\omega^2}}\right). \tag{25}$$

Dacă v nu este constant pe intervalul $(0, \tau)$, $\tilde{\varphi}$ se poate determina cu

$$\tilde{\varphi}(\tau) = \frac{\omega}{\tau}\int_{-\infty}^{\infty}\left[1 - \sqrt{1 - \frac{p^2 v^2(\tau)}{4\omega^2}}\right] d\tau. \tag{26}$$

Deoarece

$$z^2 = \frac{p^2 v^2}{4\omega^2} \geqslant 1 \tag{27}$$

nu poate avea loc (componentele undelor ce îndeplinesc această condiţie nu se pot propaga, vezi Gazdag (1978)), radicalul din (25) se poate dezvolta

în serie Taylor obținîndu-se

$$\tilde{\varphi} = \omega \left(\frac{z^2}{2} + \frac{z^4}{8} + \frac{z^6}{16} + \dots \right). \tag{28}$$

Dacă se ia numai primul termen din dezvoltarea (28) pentru $\tilde{\varphi}$ se obține așa-zisa aproximare de ordinul 2 ce corespunde ecuației (12') ($\tilde{\varphi} \approx \varphi$, vezi (22)), iar dacă se consideră numai primii doi termeni din această dezvoltare,

$$\tilde{\varphi} \approx \omega \left(\frac{z^2}{2} + \frac{z^4}{8} \right), \tag{29}$$

rezultă aproximarea de ordinul 4, care corespunde ecuației

$$u_{xxxx} + \frac{16}{v^2} u_{ttxx} + \frac{128}{v^2} u_{ttt\tau} = 0 \tag{30}$$

(vezi Clearbout (1976), ecuația 10—3—17).

Desigur, radicalul poate fi aproximat și prin primii trei, patru sau mai mulți termeni din dezvoltarea (28) deși acestor aproximări le-ar corespunde ecuații cu derivate parțiale de ordin mare.

Înlocuind în (20) pe $U(p, \omega, \tau)$ cu expresia dată de (24), unde pentru $\tilde{\varphi}$ se ia aproximarea (29) sau forma (25), se obține secțiunea migrată $u(x, t = \tau, \tau)$ prin aproximarea de ordinul 4 sau, respectiv, prin determinarea asimptotică a lui $\tilde{\varphi}$ (termenul „asimptotic" este utilizat în sensul valorii către care tinde $\tilde{\varphi}$ cînd se consideră toți termenii dezvoltării (28)). Desigur, dacă viteza nu este constantă pe intervalul $(0, \tau)$ pentru calculul lui $\tilde{\varphi}$ se poate utiliza (26), care în cazul aproximării de ordinul 4 se poate scrie

$$\tilde{\varphi}(\tau) \approx \frac{p}{8\omega^2} \left[v_{rms}^2 + \frac{p^2}{16\,\omega^2 \tau} \int_0^\tau v^4(\tau)\, d\tau \right] \tag{31}$$

și aproxima mai departe prin

$$\tilde{\varphi}(\tau) \approx \frac{p^2 v_{rms}^2}{8\omega} \left(1 + \frac{p^2 v_{rms}^2}{16\,\omega^2} \right), \tag{32}$$

unde v_{rms} are forma (23) (s-a presupus că $\frac{1}{\tau} \int_0^\tau v^4(\tau)\, d\tau \approx v_{rms}^4$).

De fapt această metodă de migrare se reduce la modificarea fazei spectrului bidimensional al secțiunii nemigrate, $U(p, \omega, 0)$, (vezi (21) și (24)), din care cauză este cunoscută și sub denumirea de „metoda modificării fazei".

REALIZAREA PROCESULUI INVERS MIGRĂRII

Realizarea procesului invers migrării joacă un rol important în modelarea secțiunilor seismice, deoarece prin acest proces secțiunea seismică

migrată $u(x, t = \tau, \tau)$, ce reprezintă stratificaţia subsolului la scara timpului, se poate transforma în secţiunea nemigrată corespunzătoare $u(x, t, 0)$.

Pentru soluţionarea acestei probleme în domeniul $f-k$ se poate considera transformata Fourier bidimensională a secţiunii de offset zero

$$U(p, \omega, 0) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ipx}\, dx \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t, 0)\, e^{-i\omega t}\, dt, \tag{33}$$

cu

$$u(x, t, 0) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ipx}\, dp \int_{-\infty}^{\infty} U(p, \omega, 0)\, e^{i\omega t}\, d\omega, \tag{34}$$

unde $p = 2\pi k$, iar $\omega = 2\pi f$ (prin k şi f s-a notat, desigur, numărul de undă şi, respectiv, frecvenţa) şi se ţine seama de (21) sau (24).

Astfel, dacă în transformata Fourier bidimensională inversă (34) se face substituţia

$$U(p, \omega, 0) = U(p, \omega, \tau)\, e^{i\tilde{\varphi}\tau} \tag{24'}$$

şi se ţine seama că $\tau = t$ se obţine secţiunea nemigrată $u(x, t, 0)$.

Desigur, cele discutate în capitolul precedent în legătură cu viteza $v(\tau)$ şi cu aproximările lui $\tilde{\varphi}$ rămîn valabile şi în acest caz.

REALIZAREA NUMERICĂ A MIGRĂRII ÎN DOMENIUL $f-k$ ŞI A PROCESULUI INVERS

DISCRETIZAREA FORMULELOR DE REALIZARE A MIGRĂRII ŞI A PROCESULUI INVERS

Se presupune că secţiunea de offset zero nemigrată $s(x, t) = u(x, t, 0)$ este reprezentată numeric prin M trase seismice obţinute printr-o eşantionare în domeniul spaţial cu intervalul Δx ($x = m\,\Delta x$, $0 \leqslant m \leqslant M - 1$) fiecare trasă avînd N valori numerice rezultate dintr-o eşantionare în domeniul timp cu intervalul Δt ($t = n\Delta t$, $0 \leqslant n \leqslant N - 1$). Cînd M şi N sînt numere pare, transformata Fourier bidimensională discretă şi finită a acestei secţiuni se poate scrie

$$S(p, \omega) = \sum_{m=0}^{M-1} e^{-ipx} \sum_{n=0}^{N-1} S(x, t) e^{-i\omega t} \tag{35}$$

unde $p = 2\pi\, m'\, \Delta k$, $\Delta k = 1/\Delta x$, $\omega = 2\,\pi n' \Delta f$, $\Delta f = 1/\Delta t$, $1 - M/2 \leqslant m' \leqslant M/2$, $1 - N/2 \leqslant n' \leqslant N/2$ (prin Δk şi Δf s-a notat intervalul de eşantionare în domeniul numărului de undă şi, respectiv, intervalul de eşantionare în domeniul frecvenţei), căreia îi corespunde transformata Fourier bidimensională discretă finită şi inversă

$$s(x, t) = \frac{1}{4\,\pi^2 MN} \sum_{m'=1-M/2}^{M/2} e^{ipx} \sum_{n'=1-N/2}^{N/2} S(p, \omega) e^{i\omega t}. \tag{36}$$

Dacă se notează prin $s_m(x, t) = u(x, t = \tau, \tau)$ secțiunea migrată, prin $S_m(p, \omega)$ transformata sa Fourier bidimensională discretă și finită (cele două transformate sînt legate, desigur, prin formule de tip (35) și (36)) și se ține seama de cele prezentate în capitolele precedente formula de obținere a lui $s_m(x, t)$ din $s(x, t)$ este

$$s_m(x, t) = \frac{1}{4\pi^2 MN} \sum_{m'=1-M/2}^{M/2} e^{ipx} \sum_{n'=1-N/2}^{N/2} S(p, \omega) e^{i(\omega-\tilde{\varphi})t}, \tag{37}$$

unde $S(p, \omega)$ este dat de (35), iar $\tilde{\varphi}$ de (25), (29) sau (22).

Determinarea secțiunii nemigrate, $s(x, t)$, din secțiunea migrată, $s_m(x, t)$, se poate obține cu formula

$$s(x, t) = \frac{1}{4\pi^2 MN} \sum_{m'=1-M/2}^{M/2} e^{ipx} \sum_{n'=1-N/2}^{N/2} S_m(p, \omega) e^{i(\omega+\tilde{\varphi})t}, \tag{38}$$

unde

$$S_m(p, \omega) = \sum_{m=0}^{M-1} e^{-i} \sum_{n=0}^{N/2} s_m(x, t)\ e^{-i\omega t} \tag{39}$$

cu aceleași completări ca la (35) și (37).

CONSIDERAȚII DE PROGRAMARE ÎN VEDEREA OBȚINERII UNOR ALGORITMI EFICIENȚI

Dacă se consideră secțiuni seismice cu M și N sub formă de puterii ale lui 2 (acest lucru se poate obține prin completarea traselor inițiale cu valori zero și adăugarea de trase cu toate valorile zero) pentru realizarea transformatelor Fourier bidimensionale (35) sau (39) cît și a transformatelor Fourier monodimensionale inverse referitoare la x din (37) sau (38) (sumele de indice m') se poate utiliza cu mare eficacitate în ceea ce privește reducerea timpului de calculator unul din algoritmii rapizi (de exemplu algoritmul lui Cooley-Tukey).

O primă observație referitoare la reducerea timpului de calculator în care se realizează sumele de indice n' din (37) sau (39), timp ce determină, în mare măsură, durata de realizare a procesului de migrare sau a procesului invers migrării, este că

$$\text{Re}\ [\tilde{S}(p)\ ] = \text{Re}[\tilde{S}(-p)] \tag{40}$$

și

$$\text{Im}\ [\tilde{S}(p)] = -\text{Im}[\tilde{S}(-p)], \tag{41}$$

unde

$$\tilde{S}(p) = \sum_{n'=1-N/2}^{N/2} \tilde{S}(p, \omega)\ e^{i(\omega-\tilde{\varphi})t} \tag{42}$$

sau

$$\tilde{S}(p) = \sum_{n'=1-N/2}^{N/2} S_m(p, \omega) e^{i(\omega+\tilde{\varphi}t)}. \tag{43}$$

Deci, aceste sume se pot calcula numai pentru valorile nenegative ale lui p, $(0, 2\pi\Delta k, 4\pi\Delta k, \ldots, \pi M\Delta k)$, pentru cele negative, $((-M+2)\pi\Delta k, (-M+4)\pi\Delta k, \ldots, -\pi\Delta k)$, economisindu-se timp de calculator prin considerarea lui (40) şi (41).

Avîndu-se în vedere faptul că spectrul semnalelor seismice este cuprins într-o bandă de frecvenţă îngustă în raport cu domeniul de frecvenţă ce corespunde intervalului de eşantionare cu care se lucrează (de exemplu, spectrul de frecvenţă al semnalelor seismice poate fi cuprins în banda 10—50 Hz. din domeniul de 0—250 Hz ce corespunde unui interval de eşantionare de 2 milisecunde) sumele (42) sau (43) pot fi evaluate pentru un număr de termeni mai mic decît N şi anume pentru frecvenţele $f = n'\Delta f$ cuprinse în banda respectivă, deci realizîndu-se în acest fel şi o filtrare în frecvenţă.

Se mai poate economisi timp de calculator şi prin evaluarea sumelor (42) sau (43) numai pentru valorile lui p cuprinse într-o anumită bandă, pentru celelalte valori sumele considerîndu-se zero, realizîndu-se astfel şi o filtrare în număr de undă. Alegerea benzii de trecere trebuie făcută, desigur, în funcţie de înclinarea minimă şi înclinarea maximă a reflecţiilor de pe secţiunea seismică nemigrată şi de pe cea migrată.

Se mai poate menţiona faptul că în cazul calculatoarelor cu memorie activă mică o importantă problemă de optimizare a timpului de calculator este cea de reducere a numărului de transferuri disc-memorie activă la realizarea transformatelor Fourier discrete referitoare la variabila x.

REZULTATE ŞI CONCLUZII

Pe baza celor prezentate în ultimele trei capitole s-a întocmit un program de calculator cu care se poate realiza migrarea, sau procesul invers migrării, pentru secţiuni seismice de offset zero cu maximum 512 trase prin evaluarea asimptotică a lui $\tilde{\varphi}$ sau prin aproximările de ordinul 2 şi 4.

În figurile 2—19 se pot vedea mai multe exemple de rezultate obţinute cu acest program.

În toate exemplele distanţa pe orizontală este exprimată în metri, iar timpul de pe verticală în milisecunde.

Pentru modelele bidimensionale reprezentate în figurile 2, 5 şi 12, modele prezentate sub formă de secţiuni seismice sintetice, cît şi pentru secţiunile migrate corespunzătoare (vezi figurile 4, 7—10 şi respectiv 14—15) ordonata de pe verticală reprezintă şi adîncimea exprimată în metri, deoarece s-a considerat o viteză constantă de 2000 metri/secundă.

Intervalul de eşantionare în domeniul spaţial este de 5 metri pentru secţiunile sintetice reprezentate în figurile 5—11, 10 metri pentru secţiunile sintetice reprezentate în figurile 1—4 şi 12—15, 25 metri pentru secţiunile seismice reprezentate în figurile 16—17 şi 35 metri pentru secţiunile seismice reprezentate în figurile 18—19.

Intervalul de eşantionare în domeniul timp este de 2 milisecunde pentru secţiunile reprezentate în figurile 1—11, 4 milisecunde pentru secţiunile reprezentate în figurile 12—17 şi 8 milisecunde pentru secţiunile reprezentate în figurile 18—19.

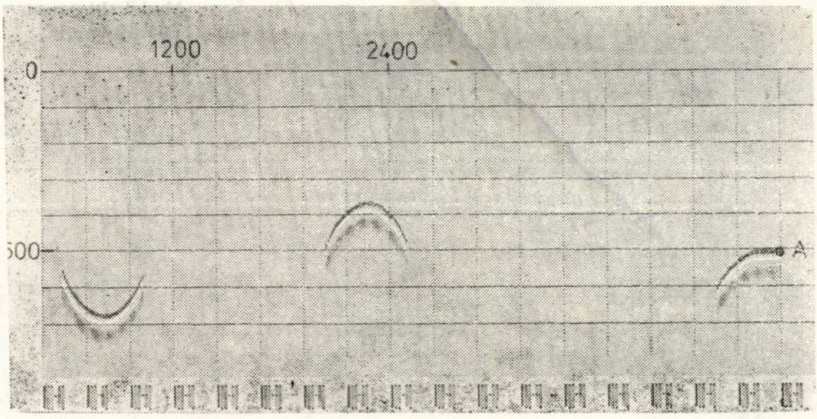


Fig. 2. — Model bidimensional al pămîntului.

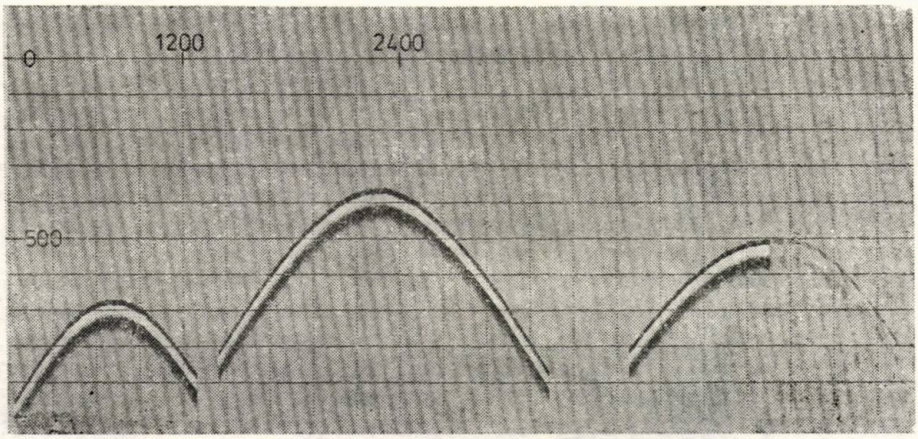


Fig. 3. — Secţiunea seismică sintetică corespunzătoare modelului reprezentat în figura 2.

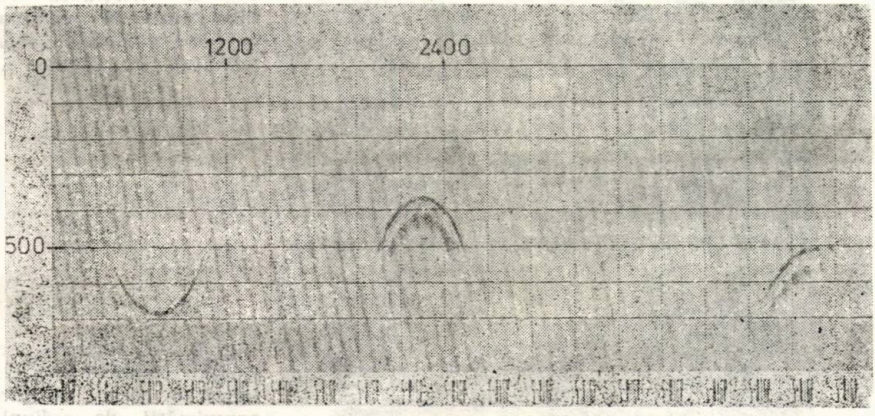


Fig. 4. — Migrarea secţiunii reprezentate în figura 3 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui $\tilde{\varphi}$.

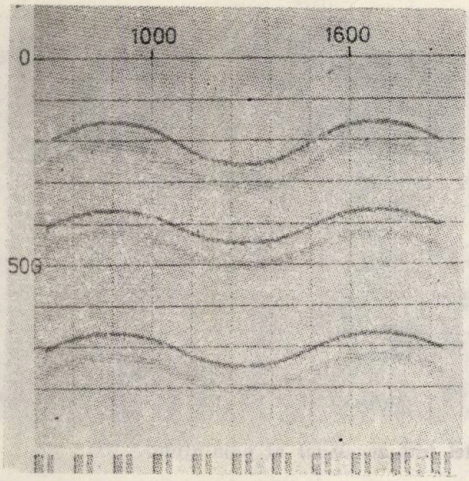


Fig. 5. — Model bidimensional al pămîntului.

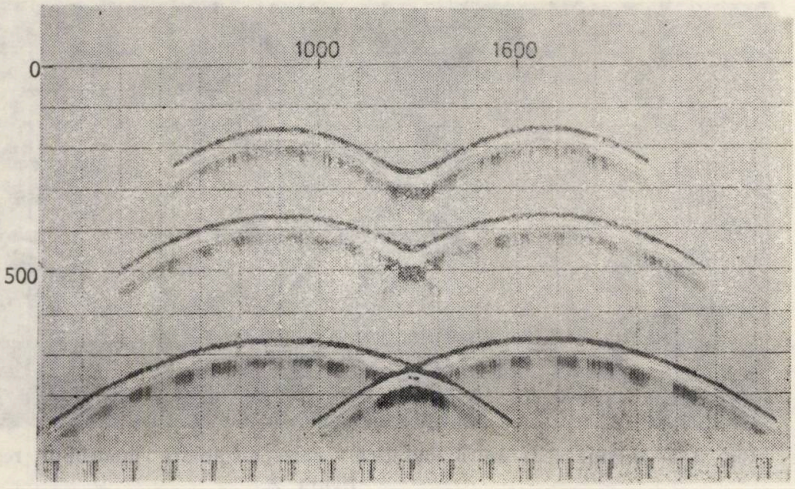


Fig. 6. — Secțiunea seismică sintetică corespunzătoare modelului reprezentat în figura 5.

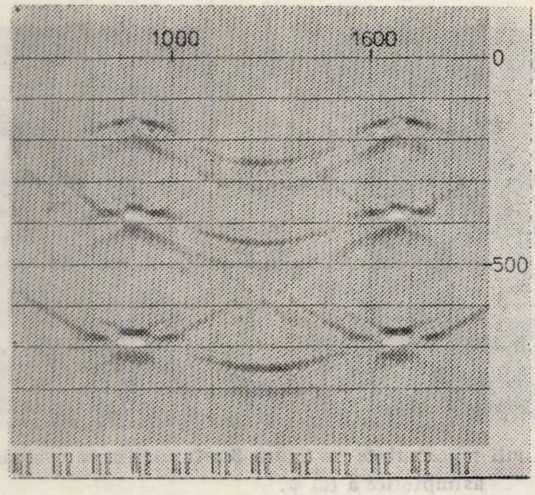
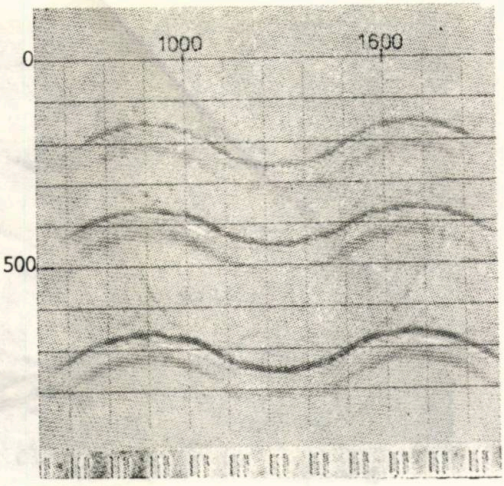


Fig. 7. — Migrarea secțiunii reprezentate în figura 6 prin utilizarea aproximării de ordinul 2 a lui $\tilde{\varphi}$.

Fig. 8. — Migrarea secțiunii reprezentate în figura 6 prin utilizarea aproximării de ordinul 4 a lui $\tilde{\varphi}$.



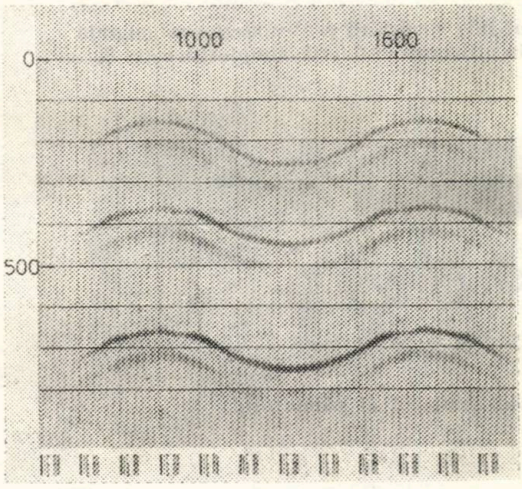


Fig. 9. — Migrarea secțiunii reprezentate în figura 6 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui φ.

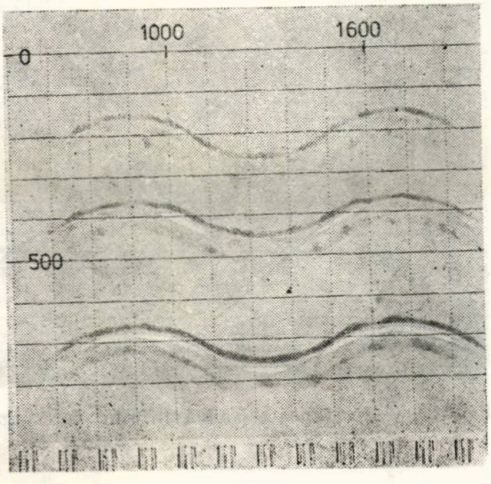


Fig. 10. — Migrarea secțiunii reprezentate în figura 6 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui $\tilde{\varphi}$ cu o filtrare de 5—45 Hz în domeniul frecvenței și de 0—0,04 cicli/metru în domeniul numărului de undă.

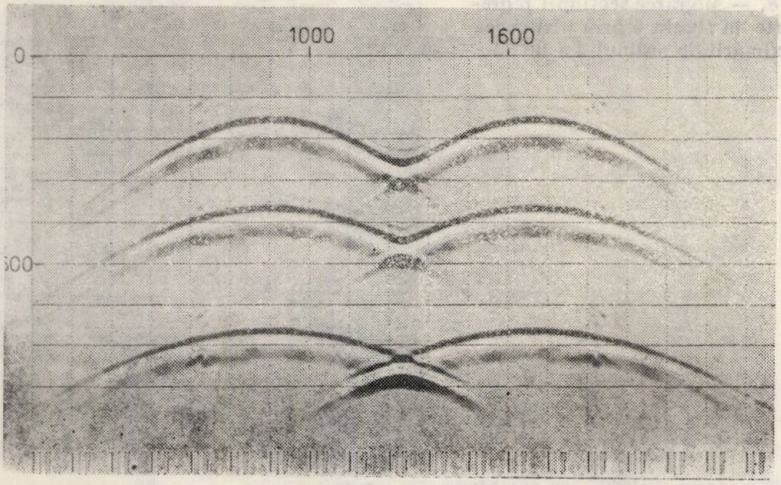


Fig. 11. — Realizarea procesului invers migrării pentru secțiunea migrată reprezentată în figura 9 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui $\tilde{\varphi}$.

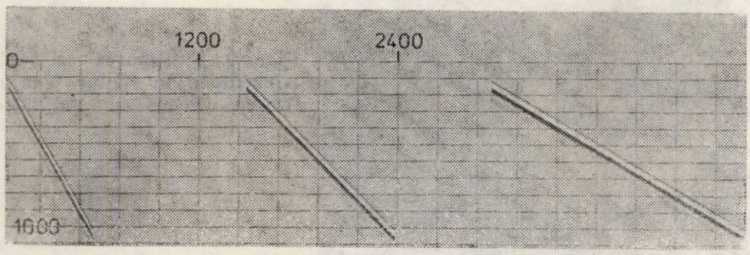


Fig. 12. — Model bidimensional al pământului.

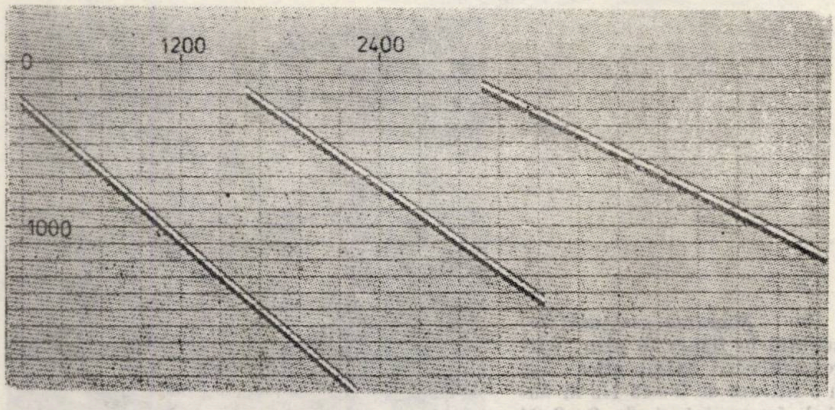


Fig. 13. — Secțiunea seismică sintetică corespunzătoare modelului reprezentat în figura 12.

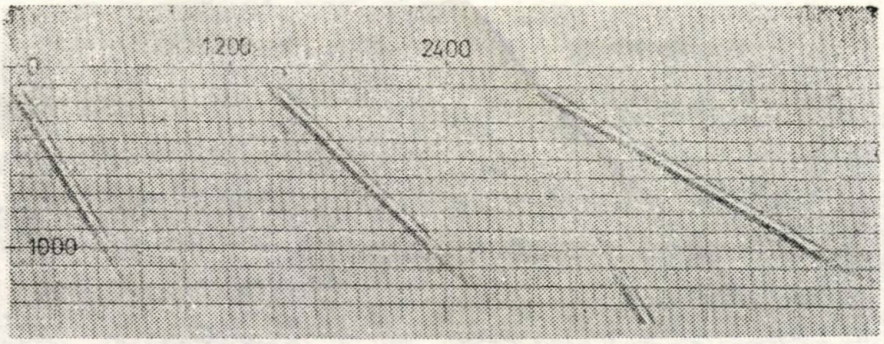


Fig. 14. — Migrarea secţiunii reprezentate în figura 13 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui $\tilde{\varphi}$.

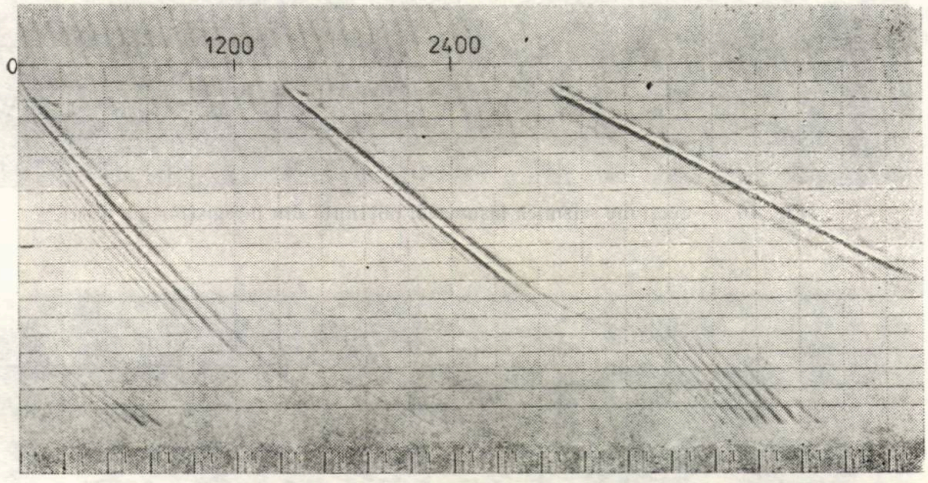


Fig. 15. — Migrarea secţiunii reprezentate în figura 13 prin utilizarea aproximării de ordinul 4 a lui $\tilde{\varphi}$.

Secţiunea seismică sintetică reprezentată în figura 3 este realizată în ipoteza că punctul A din figura 2 este un punct de difracţie, iar coeficientul de reflecţie al limitei orizontale, mărginită la dreapta de punctul A, este mai mic decît al celorlalte limite. Se pune astfel în evidenţă faptul că prin migrarea respectivă difracţiile sînt strînse destul de bine şi se păstrează nu numai forma de undă, ci şi raportul dintre amplitudinile reflecţiilor.

La migrările secţiunii seismice sintetice reprezentate în figura 6 se observă că migrarea prin aproximarea de ordinul 2 a lui $\tilde{\varphi}$ nu este convenabilă în raport cu celelalte migrări (prin aproximarea de ordinul 4 a lui $\tilde{\varphi}$ sau prin evaluarea asimptotică a lui $\tilde{\varphi}$ cu sau fără filtrare) cu care se obţin secţiuni migrate de aproximativ aceeaşi calitate. Trebuie menţionat şi faptul că utilizînd filtrarea în $f-k$ de 5 — 45 Hz şi 0—0,04 cicli/metru se reduce foarte mult timpul de calculator (de aproximativ 3 ori).

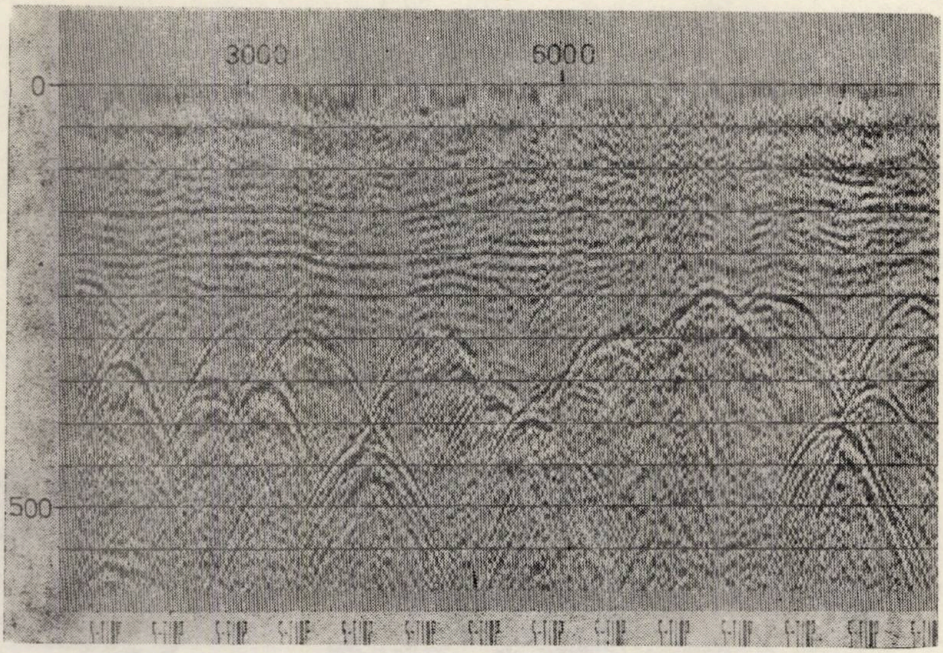


Fig. 16. — Secțiune seismică însumată, obținută din înregistrări pe uscat.

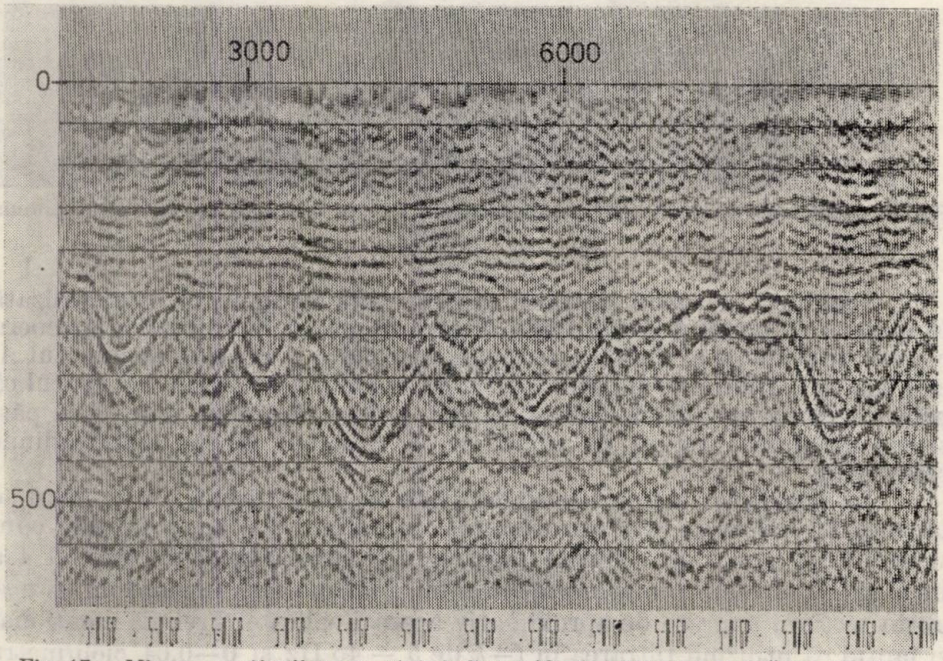


Fig. 17. —Migrarea secțiunii reprezentate în figura 16 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui $\tilde{\varphi}$.

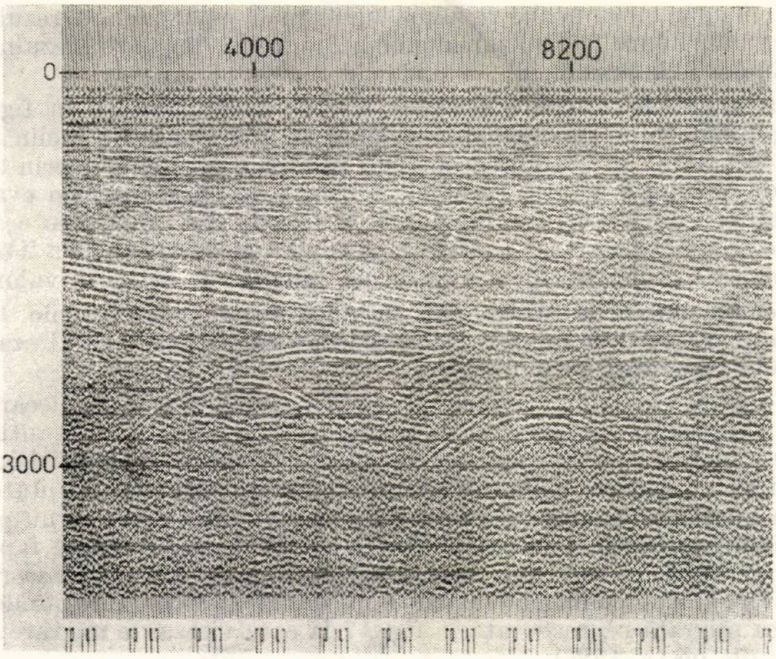


Fig. 18. — Secțiune seismică însumată, obținută din înregistrări pe mare.

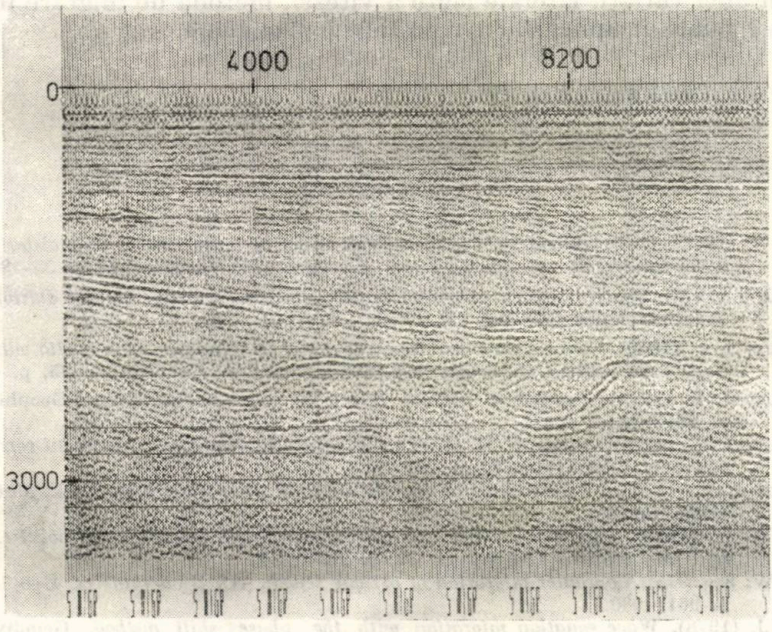


Fig. 19. — Migrarea secțiunii reprezentate în figura 18 prin utilizarea evaluării asimptotice a lui $\tilde{\varphi}$.

În figura 11 se poate remarca verificarea pe modele a rezultatelor teoretice referitoare la realizarea procesului invers migrării, rezultate obținute în această lucrare.

La migrările secțiunii seismice sintetice reprezentate în figura 13 (ce corespunde unui model bidimensional cu trei limite de înclinări constante : 60, 45 și 30 grade) se observă insuficiența migrării prin aproximarea de ordinul 4 a lui $\tilde{\varphi}$ (vezi fig. 15) față de migrarea prin evaluarea asimptotică a lui $\tilde{\varphi}$ (vezi fig. 14) deși și la aceasta din urmă apar așa-zisele zgomote ecou al căror efect poate fi însă anulat dacă înainte de a fi migrată secțiunea este prelungită în timp, de cel mult două ori, prin valori zero.

Pentru migrările secțiunilor seismice reale (vezi figurile 16—19) s-a utilizat o viteză de migrare variabilă în timp în sensul că viteza a fost menținută constantă pentru anumite intervale de timp.

Desigur, viteza de migrare poate fi schimbată pentru fiecare timp (viteza se presupune constantă de-a lungul unui interval de eșantionare), dar acest lucru necesită un timp de calculator mărit, în special în cazul migrării prin evaluarea asimptotică a lui $\tilde{\varphi}$, fără a se obține o calitate superioară a migrării, deoarece din punct de vedere practic viteza nu poate fi determinată cu precizia necesară. Totuși trebuie avut în vedere faptul de a nu se schimba brusc viteza de migrare la timpi ce intersectează reflecții înclinate pe secțiunea migrată (vezi timpi de 600 și 8000 milisecunde de pe secțiunea migrată reprezentată în fig. 17 la care viteza de migrare a avut creșteri de peste 15%).

În concluzie, se poate spune că, dacă se face o alegere atentă a vitezei și a schimbărilor sale cu timpul, pentru secțiuni seismice de offeset zero și în cazul unei variații laterale lente a vitezei, metoda de migrare în domeniul $f-k$ poate fi aplicată cu rezultate foarte bune.

Primit la redacție: *5. XII. 1979*

BIBLIOGRAFIE

BARDAN, V. (1978), *Unele aplicații ale teoriei distribuțiilor la reprezentarea semnalelor și a sistemelor liniare*, St. cerc. geol., geofiz. și geogr., seria Geofizică, **16**, p. 53—86.

BURUIANĂ V. (1978), *Spații liniare și operatori liniari cu aplicații în prelucrarea datelor seismice*, Buletin tehnico științific I.P.G.G.H., **4**, p. 61—74.

CLEARBOUT, J. F. (1970), *Coarse grid calculations of waves in inhomogeneous media with application to delineation of complicated seismic structure*, Geophysics, **35**, p. 407—418.

CLEARBOUT, J. F. (1971), *Toward a unified theory of reflector mapping*, Geophisycs, **36**, p. 467—481.

CLEARBOUT, J. F., and DOHERTY, S. M. (1972), *Downward continuation of moveout corrected seismograms*, Geophysics, **37**, p. 741—768.

CLEARBOUT J. F. (1976), *Fundamentals of geophysical data processing*, New York, McGraw-Hill Book, Co. Inc.

FRENCH, W. S. (1974), *Two-dimensional and three-dimensional migration of model-experiment reflection profiles*, Geophysics, **39**, p. 265—287.

FRENCH, W. S. (1975), *Computer migration of oblique seismic reflection profiles*, Geophysics, **40**, p. 961—980.

GAZDAG, J. (1978), *Wave equation migration with the phase shift method*, Geophysics, **43**, p. 1342—1351.

STOLT, R. H. (19678), *Migration by Fourier transform*, Geophysics, **43**, p. 49—76.

MIGRATION OF SEISMIC SECTIONS USING THE SCALAR WAVE EQUATION

(ABSTRACT)

After the description of the general background of the migration methods that use the scalar wave equation, the method of migration in the $f-k$ domain of the zero-offset section is developed.

Details are given of the process inverse to migration, and considerations are made upon efficient programming and the applicabilities of this method.

Some results obtained with this method are presented, both on synthetic seismic sections (models) and on real seismic sections.

MIGRAREA ÎN TIMP A SECȚIUNILOR SEISMICE PRIN METODA ECUAȚIEI UNDELOR

MIHAIL IANĂȘ, CONSTANTIN POPESCU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20. sect. 1, București

INTRODUCERE

Unul din cele mai importante procese de calcul aplicate datelor seismice este migrarea secțiunilor seismice. Scopul ei este determinarea poziției reale a elementelor reflectatoare, avînd în vedere că secțiunile seismice dau numai poziția aparentă a reflectatorilor.

Există mai multe metode prin care se rezolvă această problemă, dar în ultimii ani s-a impus metoda ecuației undei. Migrarea prin metoda ecuației undelor are la bază lucrările lui Claerbout [1—3], care a dat soluția practică, de rezolvare a ecuației undei. În 1978, Gazdag și Stolt [4 ,5] au utilizat transformata Fourier pentru obținerea soluției ecuației undei.

Plecînd de la aceste lucrări s-a realizat un program pentru migrarea în timp folosind transformata Fourier. În această lucrare se prezintă principiul metodei, programul utilizat, precum și rezultatele obținute.

FORMULAREA PROBLEMEI

Să considerăm un sistem de coordonate (x, z, t), unde axa OX este de-a lungul profilului seismic, iar OZ se ia verticală (pozitivă în jos). Să notăm prin funcția $P(x, z, t)$ cîmpul de undă. Cîmpul $P(x, z, 0)$ la timpul $t = 0$ reprezintă unda la timpul inițial al sursei. Cîmpul undei la $z = 0$, adică $P(x, 0, t)$ reprezintă secțiunea măsurată la suprafață.

În secțiunea însumată se consideră că sursa și receptorul coincid (fig. 1).

Aceasta implică faptul că timpii de deplasare în sus și în jos ai undei (între sursă / recepție și suprafața reflectatoare) sînt identici. În acest caz, secțiunea însumată poate fi gîndită ca fiind obținută dintr-o mulțime de împușcări simultane (la momentul $t = 0$) făcute pe limita reflectatoare (sursele fiind la suprafață), timpul de parcurs fiind luat simplu (se împart la doi timpiidin secțiunea însumată).

Privit sub acest aspect cîmpul de undă la timpul inițial al sursei $t = 0$, adică $P(x, z, 0)$, reprezintă secțiunea geologică a pămîntului.

Problema migrării constă în determinarea cîmpului $P(x, z, 0)$ din cîmpul măsurat $P(x, 0, t)$. Aceasta se reduce la continuarea în jos a cîmpului de undă măsurat la suprafață. Elementele reflectatoare există în semispațiul inferior în punctele în care unda care merge în jos coincide în timp cu unda care merge în sus (fig. 2).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 61—74, BUCUREȘTI, 1980

La suprafață avem o sursă S și geofonii g. Într-un punct P_1 situat deasupra limitei, unda care merge în jos J_1 apare mai devreme decît unda care merge în sus S_1. Pe limită (punctul P_2) cele două unde coincid ca timp. Sub limită apare numai unda care coboară.

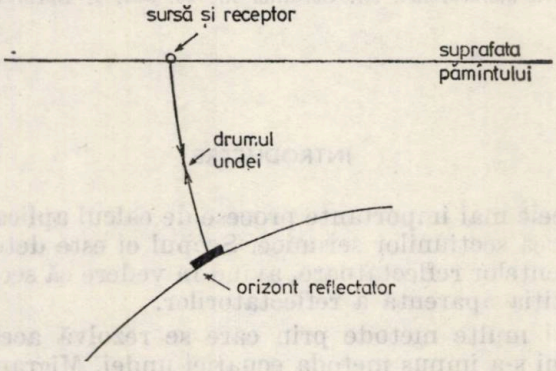


Fig. 1. — Cazul secțiunii însumate

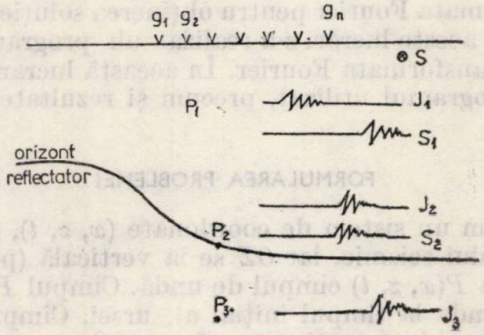


Fig. 2. — Principiul migrării.

REZOLVAREA PROBLEMEI

Să definim două sisteme de coordonate ca în figura 3.

Un sistem se referă la sursa S și geofonii g, iar al doilea este legat de coordonatele punctului de subsol $y = (g + s)/2$ și de offsetul $f = g - s$. În teorie se lucrează în planul (g, t) pentru un s *fix*, unde t este timpul. În prospecțiune, interpretatorul utilizează amplitudinile undelor în planul (y, t). Redarea lor în planul (y, t) se numește secțiune seismică. Vom defini unda printr-un parametru (de exemplu presiunea) $P(s, g)$ ca funcție de două variabile.

Problema continuării în jos se reduce la rezolvarea ecuației undei

$$P_{xx} + P_{zz} = P_{tt}/v^2 \qquad (1)$$

unde v este viteza de propagare.

Pentru rezolvarea ei să introducem sistemul de coordonate următor

$$y = \frac{s + g}{2} \tag{2a}$$

$$f = g - s \tag{2b}$$

$$z = e \tag{2c}$$

$$t' = t - \left(\pm \frac{e}{v}\right). \tag{2d}$$

Prin (2a) și (2b) sistemul (s, g) se transformă în sistemul de coordonate (y, f) așa cum se vede în figura 3. Relația (2c) indică că elevația e a receptorului este pe axa verticală z. Prin relația (2d) am definit timpul funcție de elevația receptorului.

Cu această transformare, unda P devine în noul sistem

$$P(s, g, t, e) = Q(y, f, t', e). \tag{3}$$

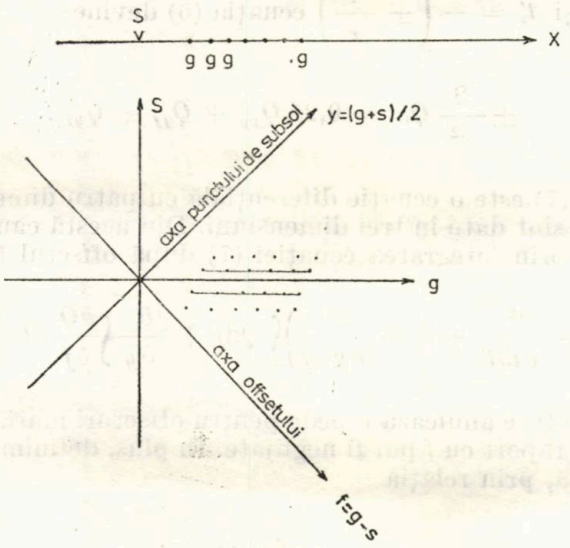


Fig. 3. — Sisteme de coordonate.

Derivatele funcției P în raport cu g, e și t devin :

$$P_g = Q_y y_g + Q_f f_g + Q_{t'} t'_g + Q_z z_g = 0{,}5\, Q_y + Q_f \tag{4a}$$

$$P_e = Q_y y_e + Q_f f_e + Q_{t'} t'_e + Q_z z_e = t'_e\, Q_{t'} + Q_z \tag{4b}$$

$$P_t = t'_t\, Q_{t'} \tag{4c}$$

$$P_{gg} = 0{,}25\, Q_{yy} + Q_{ff} + Q_{yf} \tag{4d}$$

$$P_{ee} = (t'_e)^2\, Q_{t't'} + Q_{zz} + 2\, t'_e\, Q_{t'z} \tag{4e}$$

$$P_{tt} = (t'_t)^2\, Q_{t't'}. \tag{4f}$$

Să revenim la ecuaţia (1). Mărimea P_{xx} la suprafaţă se măsoară în punctele $g = x$ şi atunci avem P_{gg}, iar în loc de z se poate lua elevaţia e a geofonului. Cu aceasta, ecuaţia (1) poate fi scrisă astfel

$$P_{gg} + P_{ee} = P_{tt}/v^2. \tag{5}$$

Folosind relaţiile (4), ecuaţia (5) devine

$$\begin{aligned} 0{,}25\, Q_{yy} + Q_{ff} + Q_{yf} + (t'_e)^2\, Q_{t't'} + \\ + 2t'_e\, Q_{t'z} + Q_{zz} = (t'_t)\, Q_{tt'}\, /v^2. \end{aligned} \tag{6}$$

Într-o primă aproximaţie Fresnel se poate neglija termenul Q_{zz}. Luînd $t'_t = 1$ şi $t'_e = -\left(\pm \dfrac{1}{v}\right)$ ecuaţia (6) devine

$$\pm \frac{2}{v^2}\, Q_{t't} = 0{,}25\, Q_{yy} + Q_{ff} + Q_{yf}\,. \tag{7}$$

Ecuaţia (7) este o ecuaţie diferenţială cu patru dimensiuni, iar condiţiile iniţiale sînt date în trei dimensiuni. Din acestă cauză vom elimina o dimensiune prin integrarea ecuaţiei (7) după offsetul f

$$0 = \left(\mp \frac{2}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t \partial t'} + 0{,}25\, \frac{\partial^2}{\partial y \partial y}\right) \iint Q \mathrm{d}f + \frac{\partial}{\partial y} \int \frac{\partial Q}{\partial f} \mathrm{d}f + \int \frac{\partial^2 Q}{\partial f^2}\, \mathrm{d}f. \tag{8}$$

Deoarece Q se anulează repede pentru offseturi mari, rezultă că derivatele lui Q în raport cu f pot fi neglijate. În plus, definim secţiunea însumată, verticală, prin relaţia

$$s = \int Q\, \mathrm{d}f\,. \tag{9}$$

Atunci ecuaţia (8) devine

$$s_{tt'} = \pm \frac{v^2}{8}\, S_{yy}\,. \tag{10}$$

Ecuația (10) stă la baza extrapolării în jos a funcției cunoscute la suprafață. Semnele + sau — se utilizează după cum extrapolarea se face în jos sau în sus.

Menționăm că neglijarea termenului Q_{zz} din ecuția (6) este valabilă doar pentru înclinări foarte mici ale stratelor (sub 15°). Din această cauză, ecuația (10) se mai numește și ecuația de 15° a lui Claerbout.

Să găsim o soluție a ecuației (10) folosind transformata Fourier. Fie ecuația

$$S_{tt'} = -\frac{v^2}{8} S_{yy} \tag{11}$$

unde viteza nu variază, ci $v = v(t')$.

Fie transformata Fourier a lui s

$$S(k, \omega, t') = \frac{1}{4k\omega} \sum\sum s(y, t, t') \exp [-i(kx + \omega t)] \tag{12}$$

unde

$$k = \pi/\Delta x, \quad \omega = \pi/\Delta t. \tag{13}$$

Din (11) și (12) rezultă

$$S_{t'} = \frac{-iv^2k^2}{8\omega} S \tag{14}$$

sau

$$S(t' + \Delta t') = S(t') \exp(-i\Phi\Delta t') \tag{15}$$

unde

$$\Phi = \frac{k^2}{8\omega\,\Delta t'} \int_{t'}^{t'+\Delta t'} v^2\,dt'. \tag{16}$$

Dacă definim v_{rms} ca valoarea medie pătratică a vitezei medii în intervalul t' și $t' + \Delta t'$, adică

$$v_{rms}^2 = \frac{1}{\Delta t'} \int_{t'}^{t'+\Delta t'} v^2\,dt \tag{17}$$

și luînd

$$m = \frac{2\omega}{v_{rms}} \tag{18}$$

pentru acest interval de integrare, atunci putem scrie Φ în forma simplă

$$\Phi = \frac{\omega k^2}{2m^2}. \tag{19}$$

Din (18) și (19) se poate scrie

$$S_{t'} = \frac{-i\omega k^2}{2m^2} S. \tag{20}$$

Secțiunea migrată este dată de setul $S(y, t = t', t')$ pentru toate secțiunile seismice calculate. Apoi, după fiecare pas $\Delta t'$ calculăm

$$S(y, t = t') = \sum \sum S(k, \omega, t') \exp[i(kx + \omega t')]. \tag{21}$$

În concluzie, migrarea poate fi privită ca o operație de filtrare a cărei funcție de transfer este

$$H = \exp(-i \Phi \Delta t') \tag{22}$$

unde Φ este o funcție de frecvență, număr de undă și viteză (relația (19)). Cu alte cuvinte, migrarea corespunde unei operații de rotații în domeniul spectral. Modulul funcției de transfer fiind 1, rezultă că prin această migrare amplitudinile undelor nu sînt afectate. După migrare undele își păstrează caracterul.

Funcția de transfer (22) corespunde ecuației de 15° a lui Claerbout. Dacă în ecuația (6) se menține derivata Q_{zz}, se obține [1, 5] ecuația de 45° a lui Claerbout, adică ecuația valabilă pentru înclinări ale stratelor pînă la 45°. Folosind o cale similară cu cea prezentată mai sus, Gazdag [4] a dedus filtrul corespunzător acestei ecuații. Funcția de transfer de tipul (22) are funcția Φ de forma

$$\Phi = \omega \left[\frac{v^2 k^2}{8\omega^2} + \frac{v^4 k^4}{128\, \omega^4} \right]. \tag{23}$$

Se observă că primul termen din expresia (23) corespunde condiției de 15°. Luînd mai mulți termeni decît în expresia (23) se pot obține filtrele corespunzătoare migrării pentru înclinări mai mari de 45°.

PROGRAM PENTRU MIGRARE

Programul de migrare se realizează în următorii pași:

a) se continuă în jos la diverși timpi t' cîmpul de undă măsurat la suprafață $S(y, t)$, adică secțiunea însumată;

b) se reține șirurile de valori $S(y, t = t')$ din fiecare secțiune continuată și cu ele se realizează secțiunea migrată.

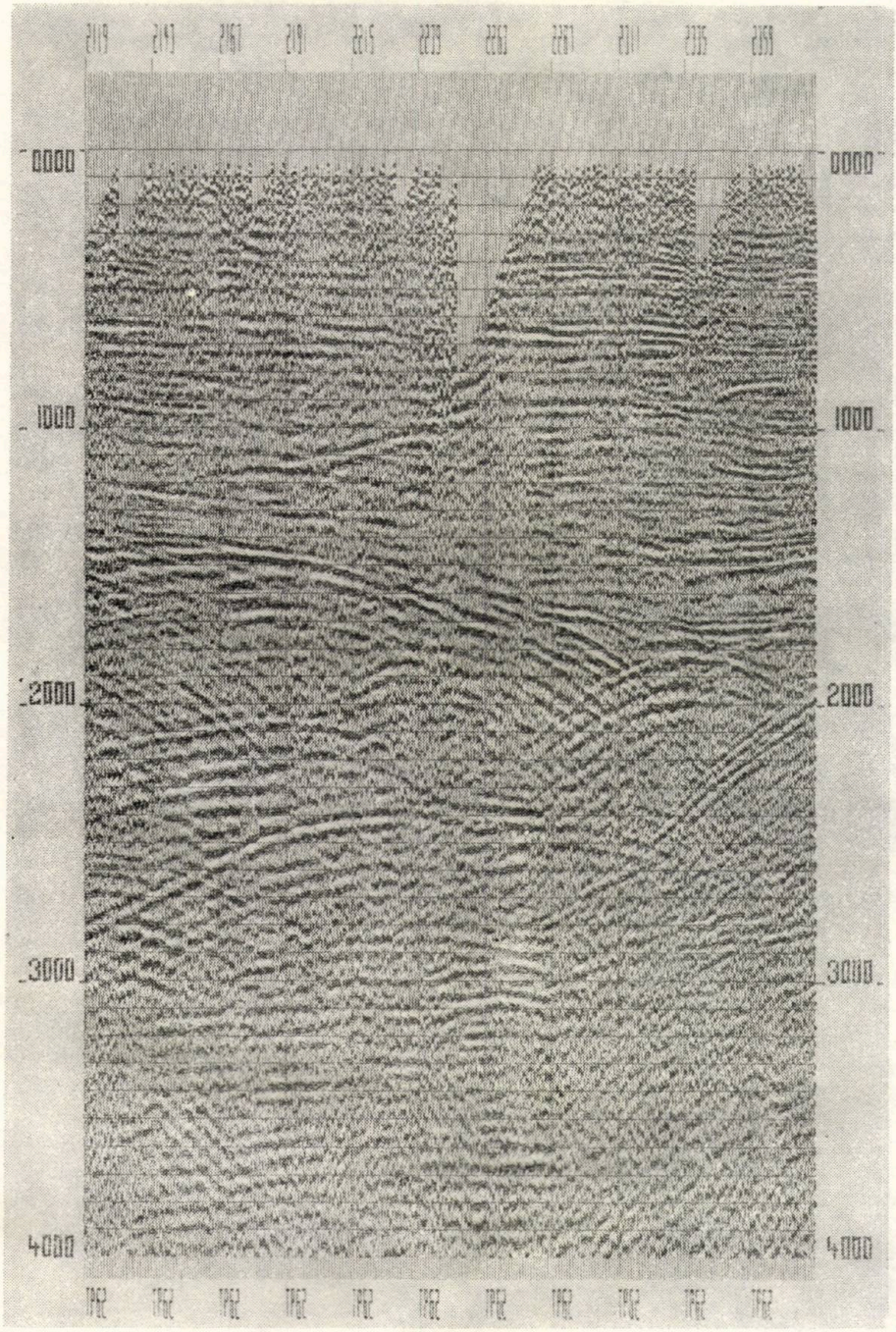


Fig. 4. — Secțiunea inițială.

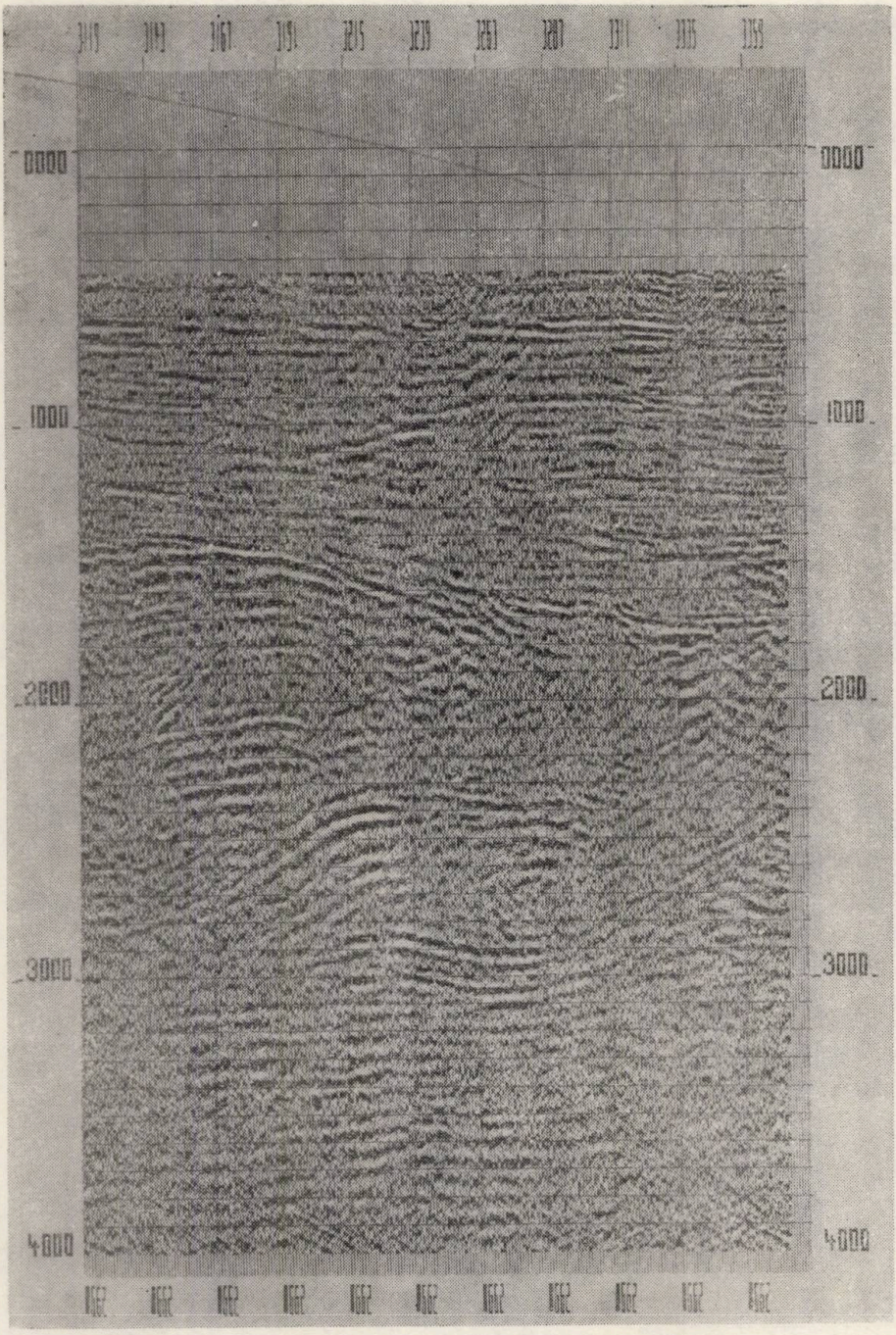


Fig. 5. — Secțiunea migrată cu ecuația undei.

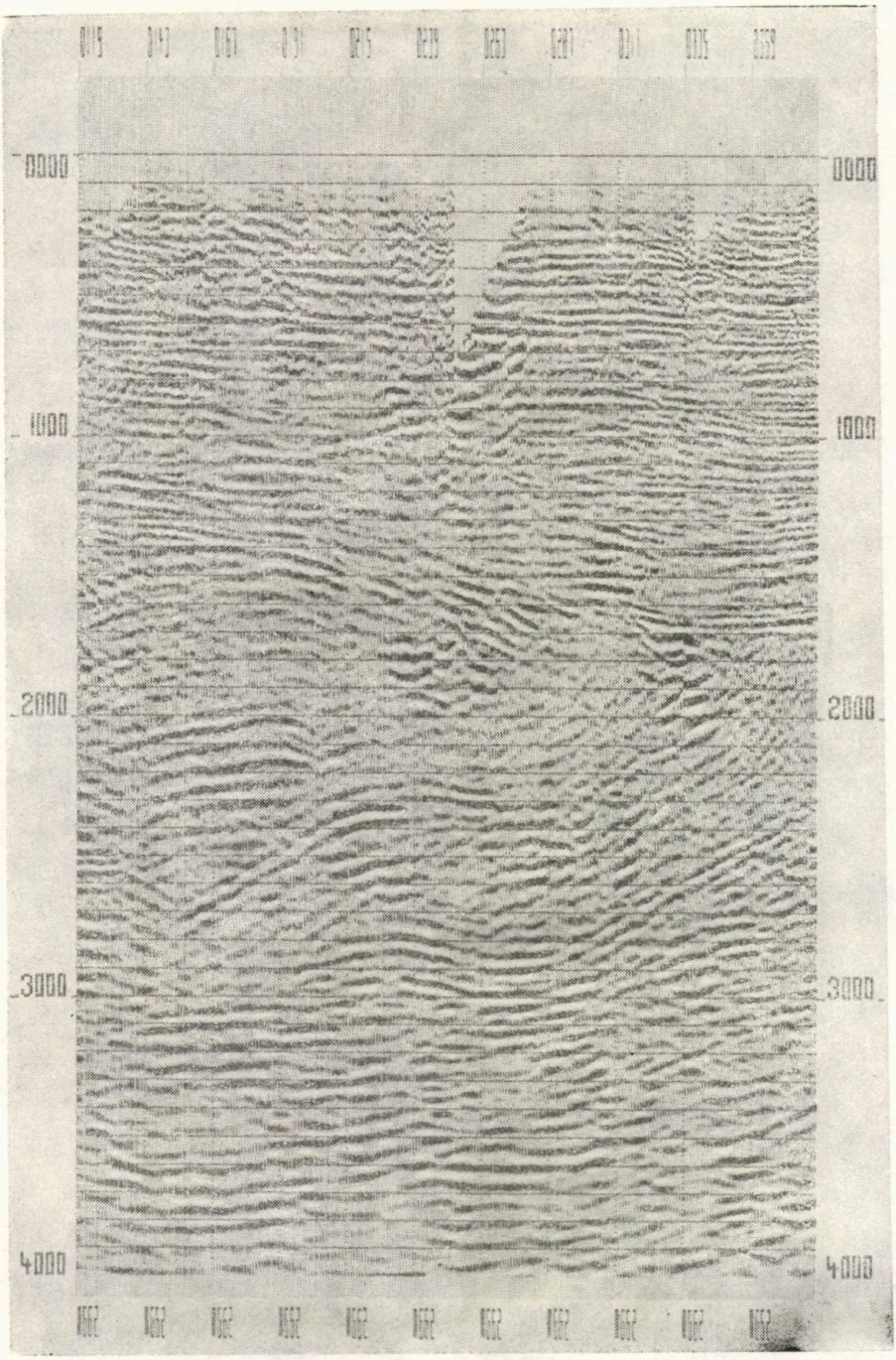


Fig. 6. — Secțiunea migrată clasic.

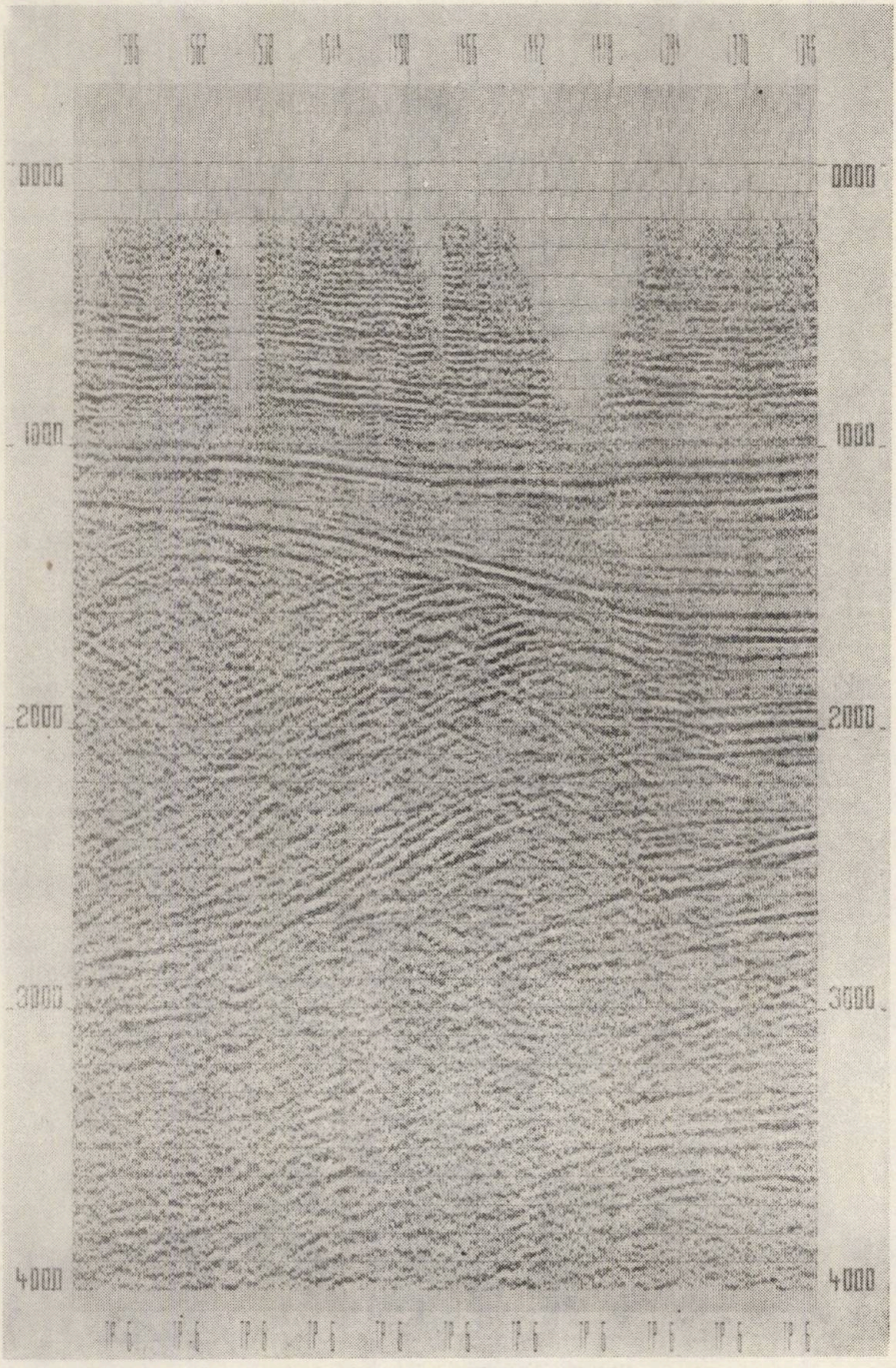


Fig. 7. — Secțiunea inițială.

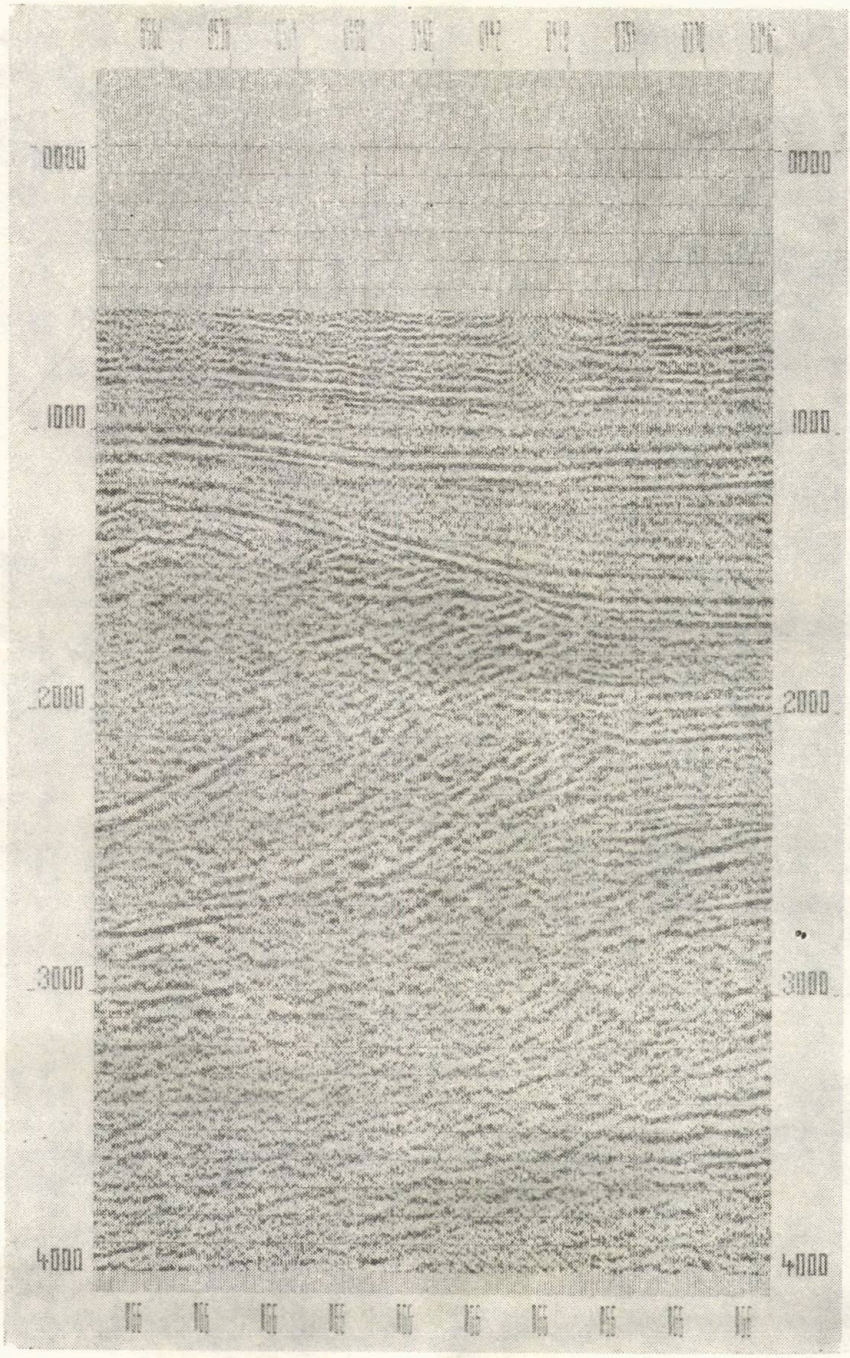


Fig. 8. — Secțiunea migrată cu ecuația undei.

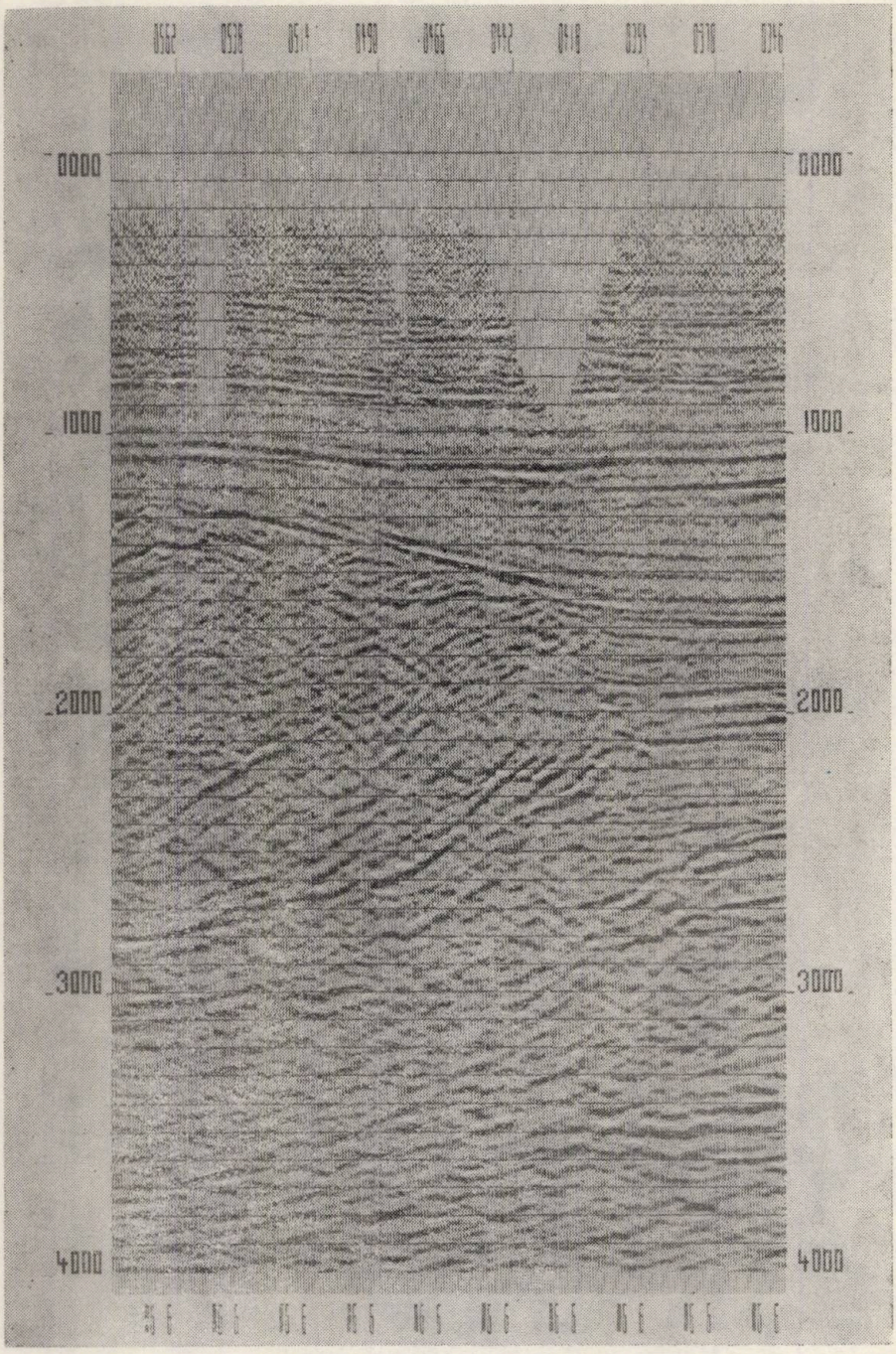


Fig. 9. — Secțiunea migrată clasic.

Continuarea în jos se realizează astfel :

a) se calculează spectrul bidimensional al secțiunii însumate cu ajutorul transformatei Fourier bidimensionale ;

b) se filtrează acest spectru, funcția de transfer fiind de tipul (15) ;

c) se revine în domeniul timp/distanță aplicînd transformarea Fourier inversă bidimensională.

Pentru micșorarea timpului de calcul se utilizează algoritmul F.F.T. (transformata Fourier rapidă). Pentru aceasta este necesar ca atît numărul traselor precum și numărul de eșantioane pe trasă se fie o putere a lui 2.

REZULTATE

Programul a fost testat pe un model și pe cazuri practice. În această lucrare prezentăm un fragment dintr-un profil seismic din Depresiunea Getică.

Figura 4 reprezintă secțiunea seismică inițială. În figurile 5 și 6 sînt prezentate secțiunile migrate cu metoda ecuației undei și prin metoda însumării pe hodografi de difracție (metoda clasică). Secțiunea migrată cu ecuația undei este redată în intervalul 0,5—4 s.

În figura 4 reflecțiile din intervalul 1,5—3 s corespund Pînzei Getice. Datorită tectonicii complexe elementele din secțiunea însumată nu sînt corelabile. După migrare, în figura 5 reflecțiile se ordonează arătînd o structură complexă de tip cute solzi. Cel mai frumos exemplu îl constituie cuta solz care se vede pe seismogramele 3191—3335, în intervalul 2,4—3 s.

În figura 6 se prezintă aceeași situație seismică dar migrată prin metoda însumării pe hodografi de difracție (metoda clasică). S-a prezentat această secțiune pentru compararea celor două metode de migrare. În figura 6 se observă un fond perturbator puternic datorită procesului de însumare, în special la timpi mari.

În schimb, pe secțiunea migrată prin metoda ecuției undei nu se observă zgomote. În plus, pe această secțiune se observă că reflecțiile își păstrează caracteristicile după migrare.

În figurile 7, 8 și 9 se prezintă un alt profil seismic care traversează fruntea Pînzei Getice. Figura 7 reprezintă secțiunea însumată. Figura 8 și 9 reprezintă secțiunile migrate prin ecuația undei (în intervalul 0,6—4 s) și prin metoda clasică a însumărilor pe hodografi de difracție. Și de data aceasta se vede superioritatea migrării prin metoda ecuației undei. Totodată secțiunea migrată clarifică raporturile complexe dintre formațiunile Pînzei Getice și formațiunile Platformei Moesice.

CONCLUZII

În lucrare s-a prezentat un program de migrare în timp pe baza ecuației undei. Metoda folosită este definită ca un filtru, care produce o rotație, fără a altera amplitudinile undelor.

Metoda este net superioară celei clasice, ea reprezentînd două mari avantaje :

a) reflecţiile îşi păstrează caracteristicile după migrare ;

b) nu introduce zgomot pe secţiunea migrată.

Prin exemplul prezentat, migrarea se dovedeşte o operaţie extrem de utilă şi necesară în zonele cu structură tectonică complexă.

Primit la redacţie : 30.I.1979

BIBLIOGRAFIE

1. J. F. Claerbout, *Fundamentals of geophysical data processing*, Mc. Graw-Hill Book Coo., New York, 1976.
2. J. F. Claerbout, S. M. Doherty, *Downward continuation of moveout corrected seismograms*, Geophysics, **37**, *5*, 741—768 (1972).
3. J. F. Claerbout, *Coarse grid calculations of waves in inhomogeneous media with applications to delineation of complicated seismic structure*, Geophysics, **35**, *3*, 407—418 (1970).
4. J. Gazdag, *Wave equation migration with the phase-shift method*, Geophysics, **43**, *7*, 1342—1351 (1978).
5. R. H. Stolt, *Migration by Fourier transform*, Geophysics, **43**, *1*, 23—48 (1978).

MIGRATION IN TIME OF SEISMIC SECTIONS BY WAVE EQUATION METHOD

(ABSTRACT)

Accurate methods for the solution of migration of seismic sections have been developed. The partial differential equations considered include the 15-degree equation, as well as higher order approximation (45-degree equation). We have described numerical methods for wave equation migration based on Fourier transform techniques. The migration consists of the extrapolation of the wave downward by operating on the Fourier coefficients, followed by the inverse Fourier transformation.

We tested the wave equation method on the seismic sections from the Getic Nappe. The migration examples represent results obtained by two different methods : wave equation method and classical diffraction method. It is clearly superior to wave equation method. This is demonstrated beyond any doubt by our results, particularly for deeper reflectors.

FOLOSIREA NOȚIUNII DE SEMNAL ANALITIC ÎN PRELUCRAREA ȘI INTERPRETAREA DATELOR SEISMICE

N. MOLDOVEANU, C. CALOENESCU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București

INTRODUCERE

Datele seismice înregistrate în mod curent conțin o serie de informații în afara celor legate de geometria subsolului și care au fost puțin exploatate pînă în prezent. Pe măsură ce interesul prospecțiunilor pentru petrol s-a deplasat de la zăcăminte de tip structural la cele legate de capcane litologice și stratigrafice, seismicienii și-au propus să exploateze „rezervele latente" ale înregistrărilor efectuate de ei. Ei au păşit de fapt de la „seismica structurală" la cea „stratigrafică", care reprezintă ultimul salt important în evoluția prospecțiunii seismice. Acest ultim salt nu este legat de o noutate în aparatură sau tehnica de teren, ci mai mult de o schimbare a punctului de vedere în valorificarea datelor, corelată cu o organizare adecvată a fluxului prelucrării. Este vorba, de fapt, de o dublare a acestui flux, care pe de o parte, se concentrează ca și pînă în prezent asupra obținerii unor informații structurale, iar pe de altă parte, asigură o prelucrare adecvată pentru determinarea unor atribute legate de amplitudinea și frecvența undelor înregistrate. Folosind calculatoare de mare putere și o serie de noțiuni împrumutate în special din teoria comunicațiilor, seismicienii au adoptat o serie de concepte noi cărora le-au putut atribui o semnificație geologică.

Printre conceptele noi care s-au impus în această nouă etapă a prospecțiunii seismice se află și noțiunea de semnal analitic. Folosirea acestei noțiuni în interpretarea datelor seismice a fost introdusă de Newman [1], Taner și Koehler [2]. În interpretarea măsurătorilor magnetice ea apare din 1972, fiind introdusă de Nabighian [3].

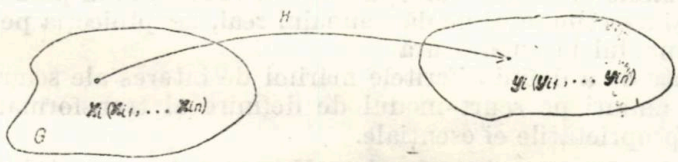


Fig. 1. — Transformata Hilbert văzută ca un operator liniar.

Aplicarea acestui concept în interpretarea datelor geofizice poate fi imaginată sub forma unei scheme generale (fig. 1). Se consideră o mulțime de semnale geofizice G, ale cărei elemente sînt vectorii $\mathbf{x}_i$ (x_{i1}, x_{i2} ... x_{in}) n dimensionali. Această mulțime poate fi organizată ca un spațiu liniar

peste corpul numerelor reale în raport cu operaţiile de adunare a vectorilor şi de înmulţire cu scalari. Dorim să facem o transformare H astfel încît să ajungem într-un alt spaţiu S în care elementele sînt vectorii $\mathbf{y}_i(y_{i1}, y_{i2} \cdots y_{in})$, ale căror componente să aibă o semnificaţie geologică mai simplă decît cea din spaţiul iniţial. În cazul transformatei Hilbert, $G = S$ şi H este operator liniar.

DEFINIREA NOŢIUNILOR

Semnalele utilizate în sistemele de comunicaţie sînt funcţii reale de timp şi au energie finită. O undă complexă constă dintr-o pereche de unde reunite într-una singură, dualitatea respectivă neîntîlnindu-se în mod natural decît în mecanica ondulatorie. Eleganţa notaţiei complexe este atît de tentantă, încît matematicienii au tendinţa să formuleze teoremele în formă complexă, chiar dacă pînă la urmă iau în consideraţie numai partea reală. Există însă o anumită clasă de probleme în care notaţia complexă este utilizată cu drepturi depline.

În aproape toate domeniile în care sînt folosite tehnicile Fourier pentru reprezentarea şi analiza proceselor fizice, se întîlnesc situaţii în care între partea reală şi cea imaginară, sau spectrul de amplitudine şi cel de fază, există anumite relaţii. Aceste relaţii sînt cunoscute cel mai adesea sub numele de relaţii de transformare Hilbert. Astfel, dacă de exemplu o secvenţă de timp este cauzală (adică, schimbările de la ieşire nu preced schimbările de la intrare), atunci părţile reală şi imaginară ale transformatei sale Fourier sînt legate printr-o transformată integrală Hilbert.

Să considerăm o funcţie reală x. Ei îi putem asocia funcţia complexă

$$x + \mathrm{i}\,\hat{x}$$

a cărei parte reală este chiar x, iar partea imaginară, transformata Hilbert a lui x. În analiza semnalului unde variabila independentă este timpul, funcţia complexă asociată este cunoscută ca semnal analitic, iar transformata Hilbert, ca funcţia cuadratură a lui $x(t)$. De exemplu, funcţia cuadratură a lui cos t este — sin t, iar semnalul analitic corespunzător e^{it}.

Semnalul analitic poate fi privit ca un vector rotitor (fig. 2) de modul şi fază variabile în timp. Proiecţia vîrfului vectorului în planul definit de axa reală şi axa timpului ne dă semnalul real, iar proiecţia pe planul orizontal, semnalul în cuadratură.

Înainte de a defini diferitele mărimi de interes ale semnalului analitic, vom aminti pe scurt modul de definire al transformatei Hilbert, precum şi proprietăţile ei esenţiale.

Dacă notăm cu $\hat{x}$ transformata Hilbert a lui x se defineşte următoarea pereche de transformări:

$$x(t) = \frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\hat{x}(s)}{s - t}\,\mathrm{d}s$$

$$\hat{x}(s) = \frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(t)}{s - t}\,\mathrm{d}t\,.$$

Se observă că $\hat{x}(t)$ este o funcțională liniară a lui $x(t)$; de fapt se obține din $x(t)$ prin convoluția cu $-1/\pi t$. Transformata Fourier a lui $-1/\pi t$ este i sgn s, unde

$$\operatorname{sgn} s = \frac{s}{|s|} = \begin{cases} 1 \text{ pentru } s > 0 \\ 0 \text{ pentru } s < 0 \end{cases}.$$

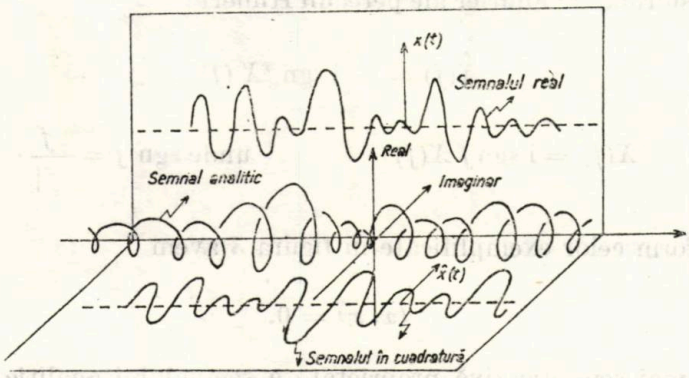


Fig. 2. — Componentele semnalului analitic.

Deci transformata Hilbert este echivalentă cu un gen special de filtrare, în care amplitudinile componentelor spectrale sînt lăsate neschimbate, însă fazele sînt modificate cu $\pi/2$, în sens pozitiv sau negativ, conform

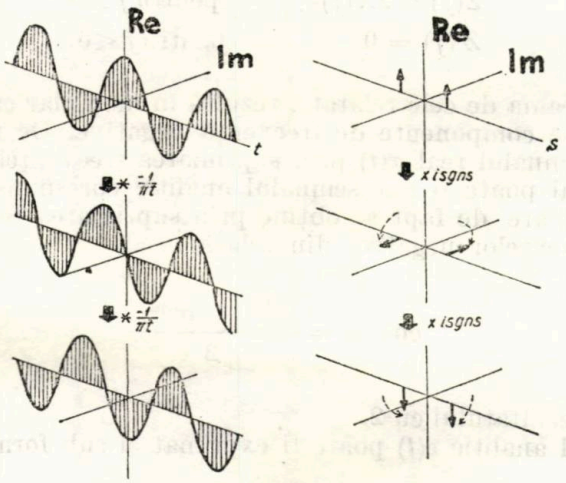


Fig. 3. — Transformata Hilbert în domeniul timp și în domeniul frecvență.

semnului lui s. Dacă se aplică transformata Hilbert de două ori, fazele tuturor componentelor se inversează, astfel încît rezultatul va fi negativul funcției inițiale. Pentru exemplificare în cazul funcției vezi figura 3.

O proprietate importantă a transformatei Hilbert este conservarea produsului scalar, respectiv a normei

$$(\hat{x}, \hat{y}) = (x, y) \Rightarrow \|\hat{x}\| = \|x\|.$$

O altă caracteristică interesantă este relaţia simplă care există între transformatele Fourier ale perechii Hilbert

$$\hat{X}(f) = -\,\mathrm{i}\,\mathrm{sgn}\, f X(f)$$

$$X(f) = \mathrm{i}\,\mathrm{sgn}\, f\, X(f) \qquad \text{unde sgn } f = \frac{f}{|f|}.$$

Conform celor exemplificate în figura 3 avem

$$(x, \hat{x}) = 0.$$

Cea mai semnificativă proprietate a semnalului analitic

$$z(t) = x(t) + \mathrm{i}\,\hat{x}(t)$$

este că transformata sa Fourier este nulă pentru frecvenţele negative.

$$Z(f) = 2X(f) \qquad \text{pentru } f > 0$$
$$Z(f) = 0 \qquad \text{pentru } f < 0.$$

Ţinînd seama de cele relatate, rezultă în mod clar că semnalul analitic nu conţine componente de frecvenţă negative. De fapt el poate fi obţinut din semnalul real $x(t)$ prin suprimarea frecvenţelor negative. Ca exemplu trivial poate fi dat semnalul analitic corespunzător lui cos ωt şi anume $\mathrm{e}^{\mathrm{i}\omega t}$ care de fapt se obţine prin suprimarea termenului corespunzător frecvenţelor negative din relaţia

$$\cos \omega t = \frac{\mathrm{e}^{\mathrm{i}\omega t} + \mathrm{e}^{-\mathrm{i}\omega t}}{2}$$

şi înmulţirea rezultatului cu 2.

Semnalul analitic $z(t)$ poate fi exprimat şi sub formă exponenţială

$$z(t) = a(t)\mathrm{e}^{-\mathrm{i}\Phi(t)}.$$

În măsura în care se poate defini o frecvenţă medie poate fi scris ca

$$z(t) = a\,(t)\mathrm{e}^{-\mathrm{i}\bar{\omega}t}$$

unde $a(t)$ este în general un coeficient complex descris ca un fazor variabil în timp. În cazul ilustrat în figura 2, $a(t)$ este real și are variații slabe în mărime.

În continuare vom defini diversele mărimi care caracterizează semnalul analitic [4], urmînd ca în capitolul următor să încercăm să dăm o semnificație fizică a lor.

Anvelopa definită ca modulul semnalului complex

$$a(t) = \sqrt{x^2(t) + \hat{x}^2(t)}.$$

Faza instantanee : faza semnalului complex

$$\Phi(t) = \text{arc tg} \frac{\hat{x}(t)}{x(t)}.$$

Frecvența instantanee definită ca derivata în raport cu timpul a fazei

$$f_i(t) = \frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{2\pi} \text{Im} \left[\frac{d}{dt} \ln z(t) \right] =$$

$$= \frac{1}{2\pi} \text{Im} \left(\frac{\dot{z}(t)}{z(t)} \right) = \frac{1}{2\pi a^2(t)} \left[\dot{\hat{x}}(t) x(t) - \dot{x}(t) \hat{x}(t) \right]$$

unde $\dot{x}$ și $\dot{\hat{x}}$ reprezintă derivate.

Frecvența medie definită ca medie într-o poartă de timp a frecvenței instantanee mediată cu anvelopa

$$f_m(t) = \sum_{t=0}^{L_{POR}} \frac{a^2(t)}{\|a\|^2} f_i(t),$$

L_{POR} fiind lungimea porții de mediere.

Ținînd seama de relațiile

$$a^2(t) = x^2(t) + \hat{x}^2(t)$$

$$\|a\|^2 = \|\hat{x}\|^2 + \|x\|^2 = 2\|x\|^2$$

rezultă

$$f_m = \sum_{t=0}^{L_{POR}} \frac{a^2(t)}{2\|x\|^2} f_i(t).$$

SEMNIFICAȚIA FIZICĂ A PARAMETRILOR ȘI INTERPRETAREA LOR GEOLOGICĂ

Parametrii semnalului analitic (anvelopa, faza, frecvența instantanee, frecvența medie) sînt calculați pornind de la secțiuni însumate astfel încît raportul semnal/zgomot să fie îmbunătățit. Se realizează de asemenea o eliminare a variațiilor de amplitudine cu timpul și distanța, precum și a celor datorite neuniformității sondelor și geofonilor, astfel încît eventualelor reziduuri să li se poată atribui o semnificație geologică.

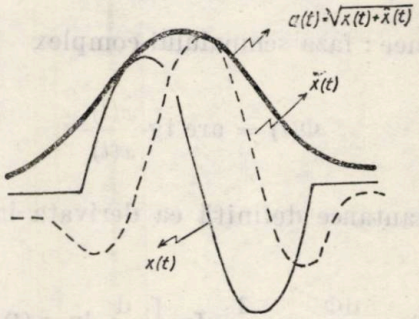


Fig. 4. — Semnificația anvelopei semnalului analitic.

Anvelopa sau puterea reflecției are o semnificație diferită de cea a amplitudinii, ea depinzînd ca mărime atît de amplitudinea trasei reale cît și a trasei în cuadratură. Acest lucru este evident în figura 4 unde este reprezentat un semnal simplu împreună cu transformata sa Hilbert și anvelopa corespunzătoare. Maximul anvelopei nu coincide cu nici una din valorile extreme ale semnalului real ci se plasează între ele. Acesta face ca anvelopa să redea aspectul global al reflecțiilor sau complexelor de reflecții, indicînd de fapt zona de concentrare a energiei. În secțiunile reprezentînd anvelopa se pot distinge maxime puternice corespunzătoare unor orizonturi caracteristice, maxime care-și păstrează aspectul pe distanțe mari (fig. 6). În măsura în care există o variație în litologie, respectiv a coeficienților de reflecție, sau o modificare a structurii reflecției caracteristice, aspectul puterii reflecției devine variabil.

Complexele gazeifere sînt foarte pregnant puse în evidență de anvelopă, atît prin valorile mari ale acesteia, cît și prin extinderea zonei anomale (fig. 6 la 1,7 s). Aceste informații, corelate cu cele precizate de faza care indică o inversiune clară la limitele zăcămîntului, pot conduce la delimitarea zonei de interes.

Faza instantanee este o mărime complet independentă de puterea reflecției. Din această cauză reprezentările fazei evidențiază mai bine continuitatea orizonturilor în zone în care pe secțiunile obișnuite corelarea este dubioasă. Se evidențiază zonele de efilări (fig. 7), capetele de strate, discordanțele, faliile precum și eventualele structuri lenticulare greu de detectat pe secțiunile de timp.

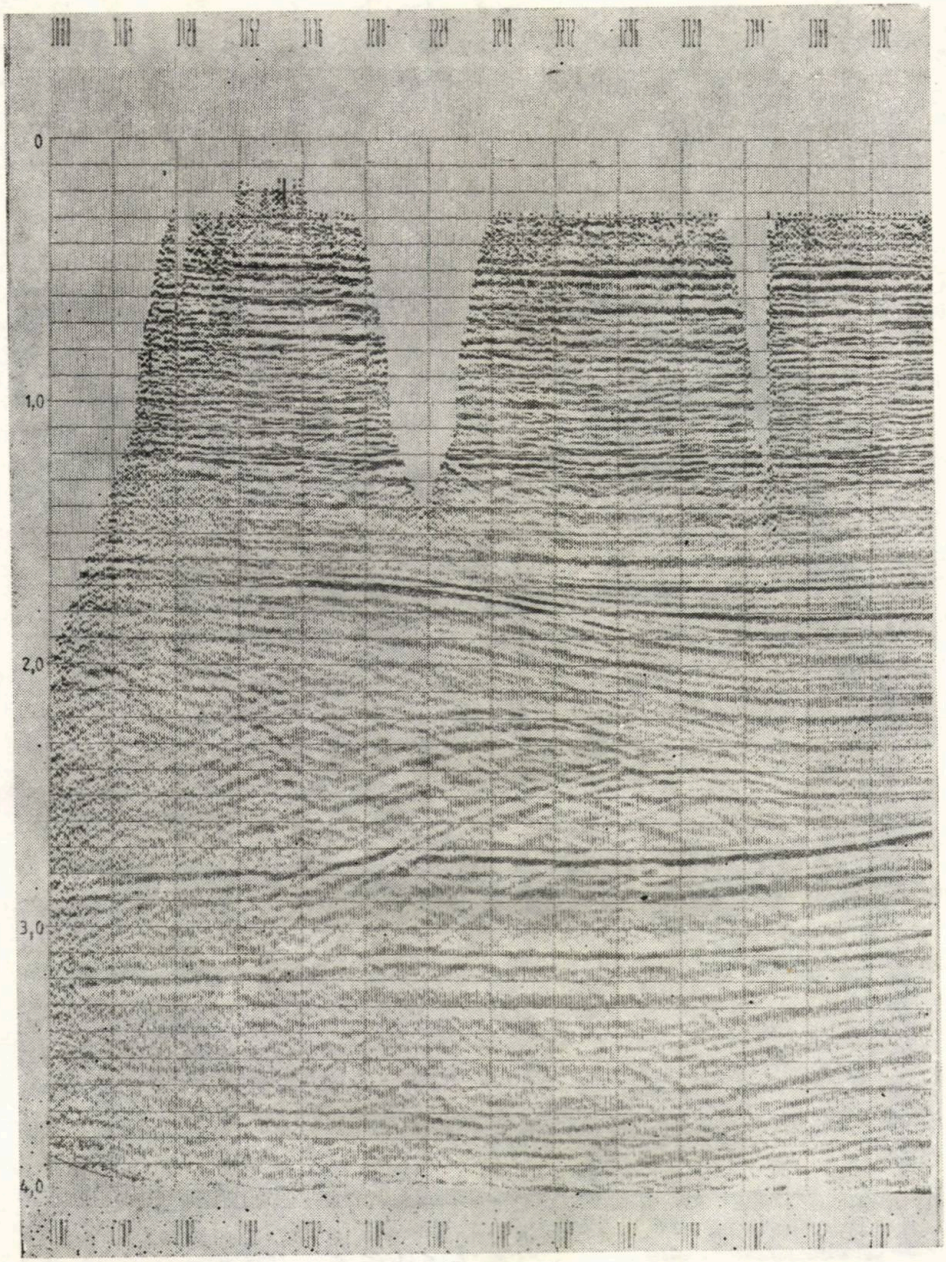


Fig. 5. — Secţiune seismică sumă.

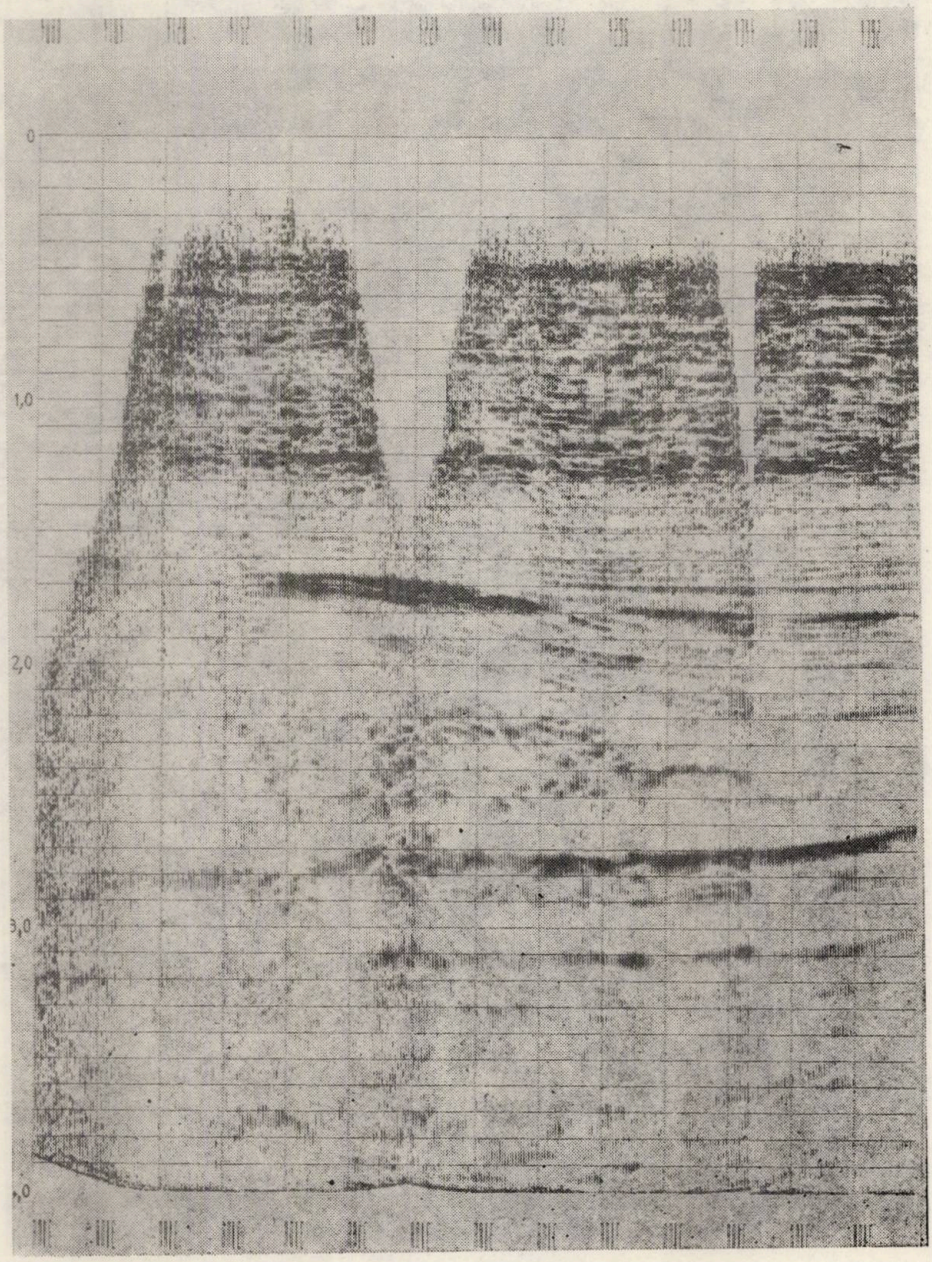


Fig. 6. — Secțiune cu reprezentarea **anvelopei.**

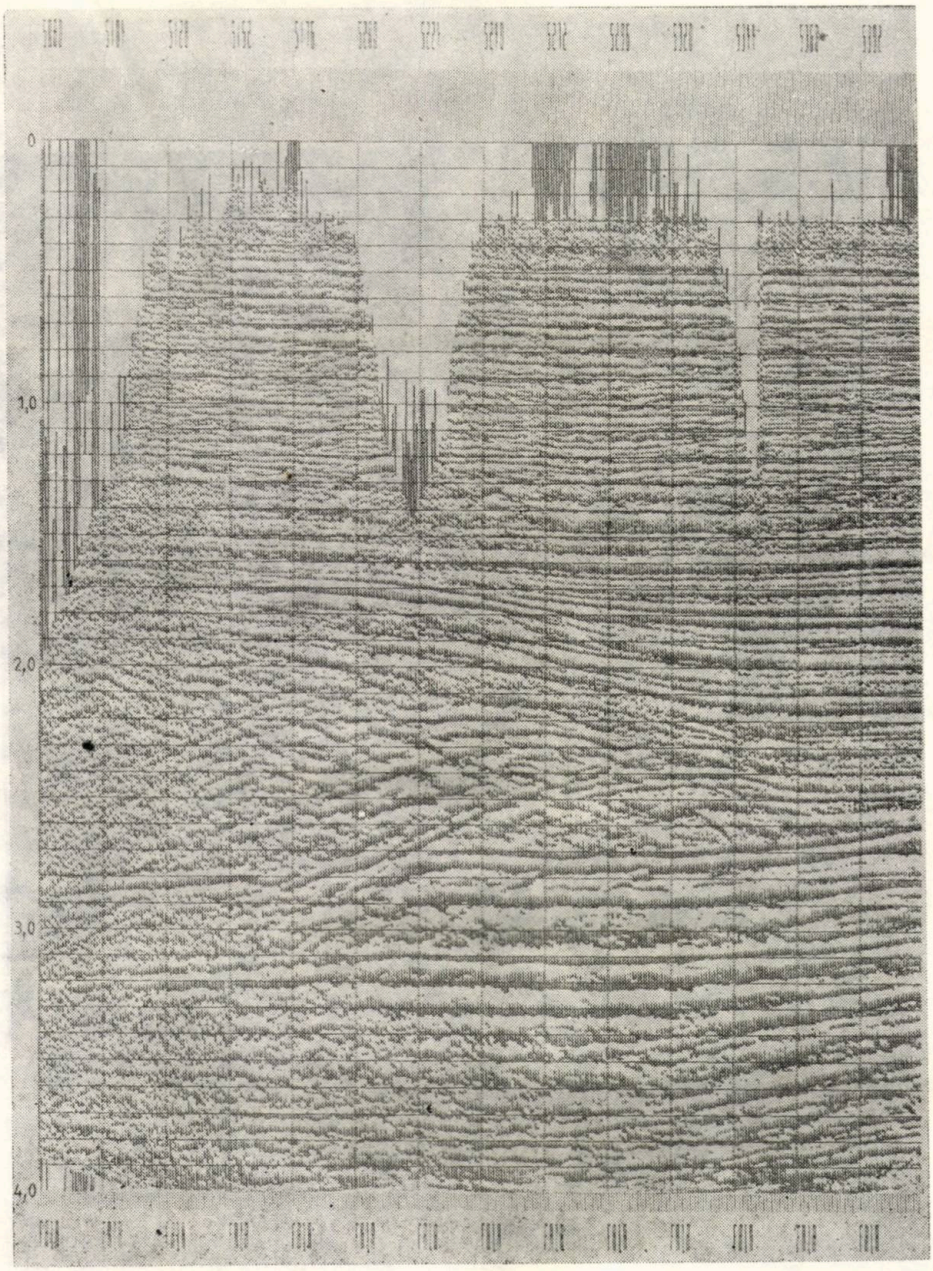


Fig. 7. — Secţiune cu reprezentarea fazei instantanee.

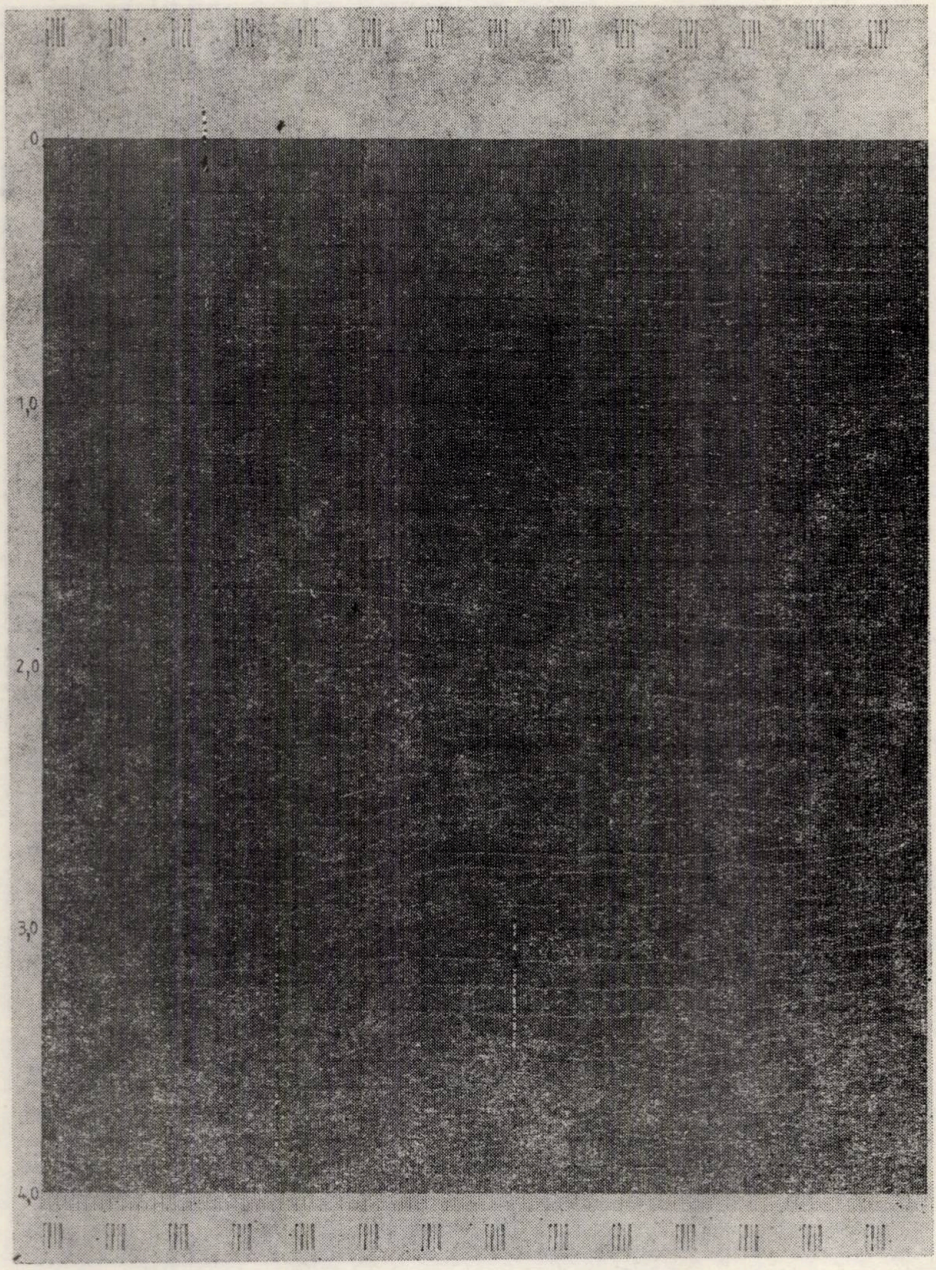


Fig. 8. — Secţiune cu reprezentarea frecvenţei instantanee.

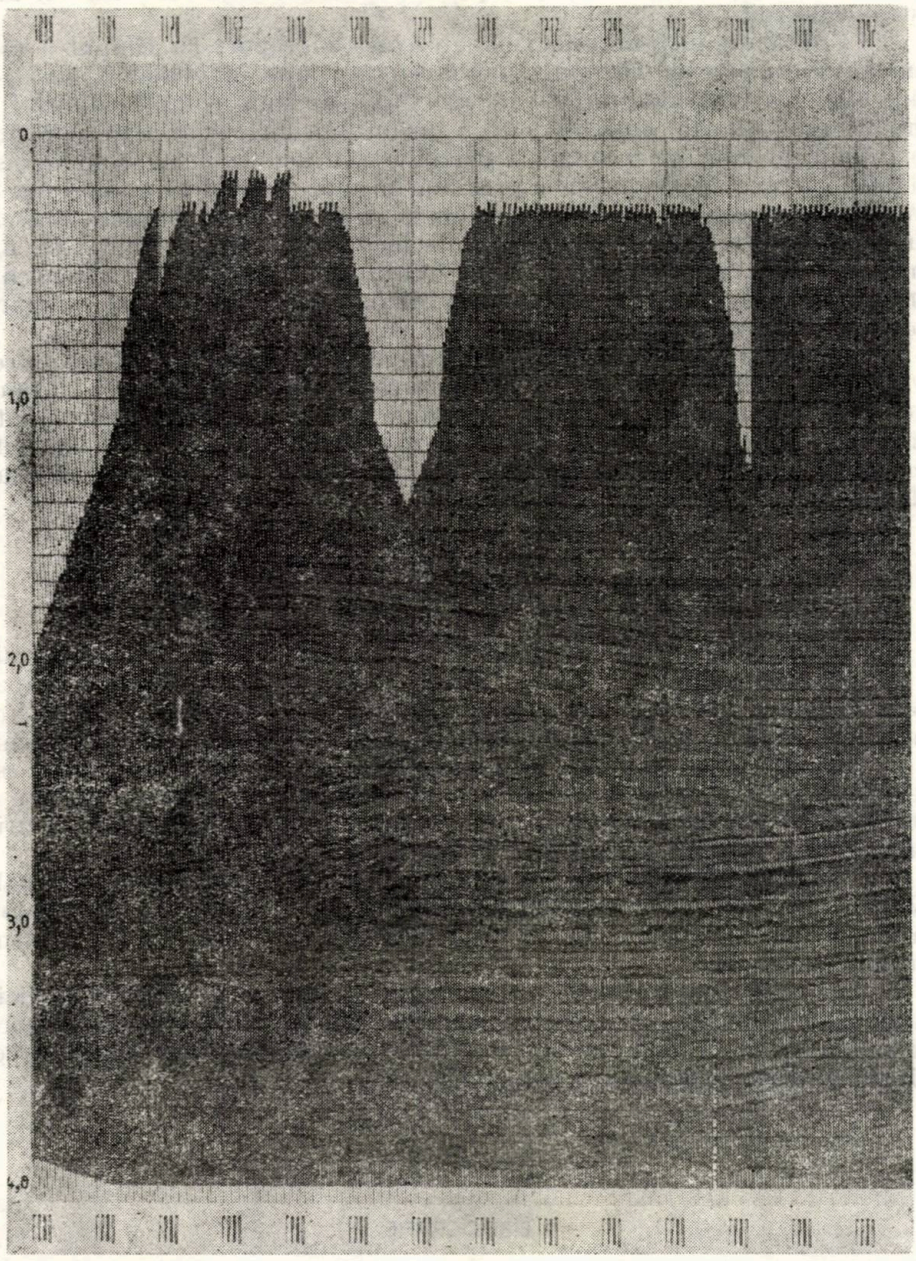


Fig. 9. — Secţiune cu reprezentarea frecvenţei instantanee medii.

Schimbările bruşte ale fazei pot fi legate de o modificare a semnalului coeficientului de reflecţie, respectiv de schimbarea conţinutului unui strat colector.

Frecvenţa instantanee, fiind derivata în raport cu timpul a fazei instantanee, este o mărime punctuală care pune în evidenţă variaţiile acesteia. Ea prezintă variaţii rapide, fiind de fapt complet diferită de frecvenţa obişnuită, obţinută prin transformata Fourier şi care reprezintă o măsură globală pe o anumită porţiune a trasei. Informaţia punctuală dată de frecvenţa instantanee prezintă în multe cazuri avantaje (fig. 8). Astfel, în zonele cu zăcăminte de gaze se constată o scădere bruscă a frecvenţei datorite unei absorbţii puternice a frecvenţelor înalte. De asemenea, zonele de falie pot fi mai bine localizate pe reprezentarea frecvenţei instantanee sau medii, recunoaşterea orizonturilor în cele două compartimente fiind mai certă.

Frecvenţa medie rezultă din medierea într-o poartă de timp a frecvenţei instantanee ponderată cu puterea reflecţiei. Modul de obţinere conduce la o atenuare a variaţiilor rapide prezente în frecvenţa instantanee. Secţiunea cu frecvenţa medie pune în evidenţă sub zăcămîntul gazeifer ce apare la timpul de 1,7 s în figura 9 o „perdea" de joasă frecvenţă legată de puternica absorbţie a frecvenţelor înalte în zona cu gaze.

CONCLUZII

Ţinînd seama de cele relatate se impun următoarele concluzii:

Calitatea datelor primare trebuie să fie uniform bună, ca raport semnal/zgomot, iar prelucrarea trebuie să le asigure eliminarea tuturor factorilor negeologici care ar putea afecta ampitudinile semnalului seismic.

Interpretarea singulară a unuia dintre parametrii amintiţi nu este univocă; pentru a putea obţine succese în localizarea unor obiective de interes, trebuie să se realizeze corelarea între parametri precum şi utilizarea unor informaţii geologice şi geofizice.

În măsura în care condiţiile de mai sus sînt îndepilinte, semnalul analitic poate fi folosit cu succes în detecţia directă, precum şi în valorificarea superioară din punct de vedere structural şi stratigrafic a structurilor seismice.

Pentu a putea deveni un instrument valoros în mîna geofizicianului şi căpăta creditul deplin al geologilor, este absolut necesară aplicarea în cîteva tipuri de zone productive cunoscute, unde să existe sonde investigate geologic şi geofizic corespunzătoar.

Primit la redacţie: 30.I.1980

BIBLIOGRAFIE

1. P. Newman, *Analytic signal concepts applied to seismic data analysis and interpretation.* Presented at th 38th Annual EAAG Meeting, HAGA, 1976.

2. M. T. Taner, F. Koehler, R. E. Sheriff, *Extraction and interpretation of the complex tace.* Presented at 39th Annual EAEG Meeting, ZAGREB, 1977.

3. M. N. NABIGHIAN, *The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section : Its properties and use for automated anomaly interpretation.* Geophysics, **37**, *3* (1972).

4. L. E. FRANKS, *Signal theory*, Prentince Halle England (1969).

THE APPLICATION OF ANALYTICAL SIGNAL IN PROCESSING AND INTERPRETATION OF SEISMIC DATA

(ABSTRACT)

The seismic trace can be viewed as the real part of an analytical signal or complex trace. The analysis of seismic data as an analytic signal is a transform technique, like the Fourier transform, and is useful in interpretation problems.

This paper explains the application of complex trace analysis to seismic data and its usefulness in geologic interpretation.

GENERAREA — PARAMETRU DE BAZĂ ÎN ETAPA DE TEREN A PROSPECȚIUNII SEISMICE

I. TRÎMBIȚAȘ, D. GHERGU, E. DĂNĂNĂU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, Str. Coralilor nr. 20, sect. 1, București

INTRODUCERE

Scopul lucrării este găsirea unei metode de calcul a generării în funcție de condițiile și mijloacele de înregistrare de pe profilul seismic. Datele inițiale necesare calculului sînt furnizate de micro-urile executate în avans pe profil și de cel mai apropiat seismocarotaj față de dispozitivul de înregistrare. Nu sînt necesare deci experiențe sau lucrări suplimentare.

Existența unei metode de calcul a generării contribuie la obținerea seismogramelor de calitate și de către seismicienii cu mai puțină experiență în zona de lucru. De asemenea, se asigură un preț de cost minim cu menținerea calității înregistrărilor seismice, cunoscut fiind faptul că cheltuielile de generare au o pondere importantă în prețul de cost al prospecțiunii seismice.

O metodă de calcul a generării poate ajuta la proiectare printr-o estimare mai apropiată de soluția reală a volumului de metri forați și dinamită necesar pentru efectuarea prospecțiunii seismice pe un anumit număr de kilometri profil, într-o zonă dată.

Stabilirea parametrilor de generare (adîncime, cantitatea de exploziv, număr de sonde — pentru generarea prin explozie analizată în lucrare) este o parte a problemei generale de optimizare a parametrilor metodicii de lucru în prospecțiunea seismică.

Fiecare dintre acești parametri (de generare, grupări de geofoni și surse, ordin de acoperire, offset, distanța între canale, filtrele stației, preamplificarea etc.) are o contribuție stabilită asupra raportului semnal/zgomot necesar pentru rezolvarea obiectivului geologic (fig. 1).

Din studiile de optimizare ale parametrilor de lucru în teren rezultă că influența cea mai mare asupra mărimii raportului semnal/zgomot este dată de generare.

Deci se poate trage concluzia că generarea este un parametru de bază în etapa de teren a prospecțiunii seismice.

SURSE DE GENERARE. CONDIȚII ȘI MIJLOACE DE FORAJ

Sursele de generare mai mult folosite sînt : dinamită în sonde, geoflex, vibroseis, dinoseis. În lucrare este considerată numai generarea cu dinamită în sonde. Rezultatele lucrării pot fi extinse și la celelalte tipuri de generare.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 89—111, BUCUREȘTI, 1980

Generarea cu dinamită se face în sonde cu adîncimi pînă la 60 m. În lungul unui profil, pînă la adîncimea de 60 m, litologia este diferită (marnă, argilă, nisip, pietriș, gresie etc.). La variația de litologie se adaugă condiții diferite de acces și alimentare cu fluid de foraj a punctelor de generare.

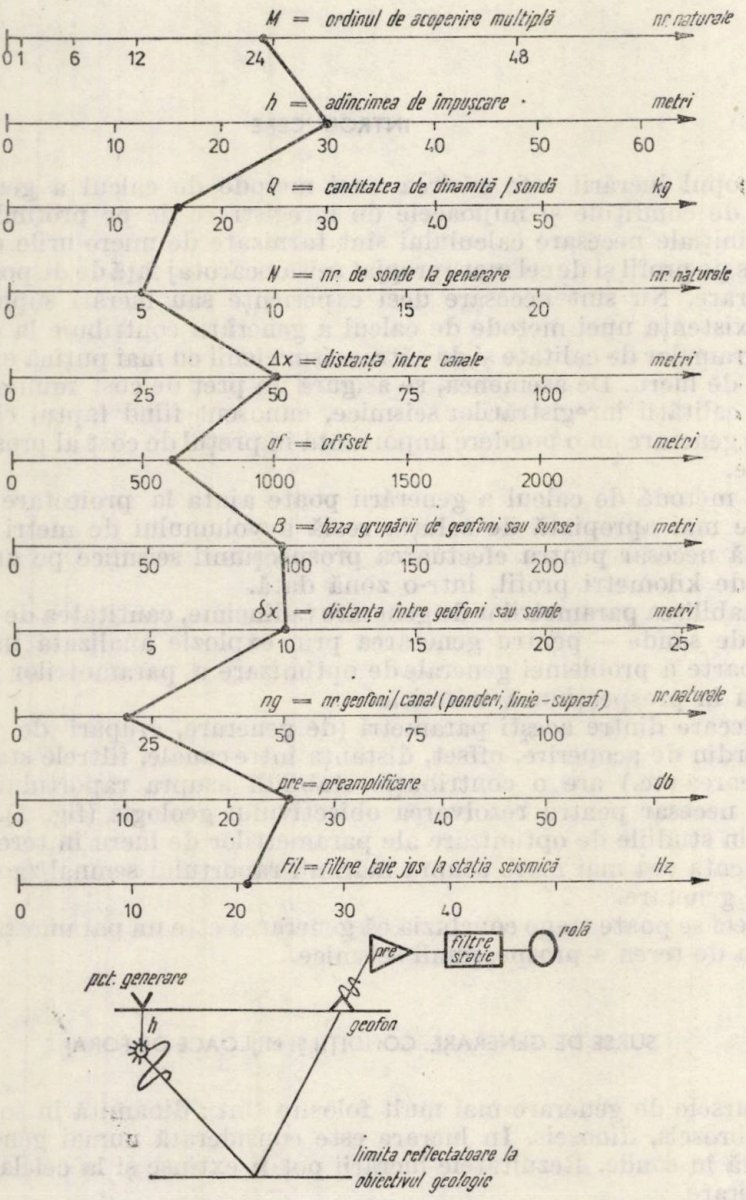


Fig. 1. — Parametrii prospecțiunii seismice pentru un obiectiv geologic dat și o anumită dotare tehnică (geofoni, stație seismică).

Pentru adaptarea corespunzătoare la condițiile de executare a sondelor, grupul de foraj seismic a pus la dispoziția formațiilor diverse mijloace de foraj :

— U.R.B. — folosite la forajul în roci dure ;

— F.S.1 C — folosite la forajul în argilă, marnă, nisip ;

— F.S.1 T — folosite la forajul în zone cu acces greu ;

— șnecuri adaptabile la instalațiile de foraj enumerate mai sus, folosite la executarea sondelor de mică adîncime (pînă la 10 m) ;

— cisterne pentru diverse condiții de acces.

ATENUAREA PE DRUMUL SURSĂ—GEOFON

Principalele fenomene care contribuie la atenuarea semnalului seismic pe drumul sursă-geofon (fig. 2) sînt : divergența sferică, transmisia și absorbția [1—4].

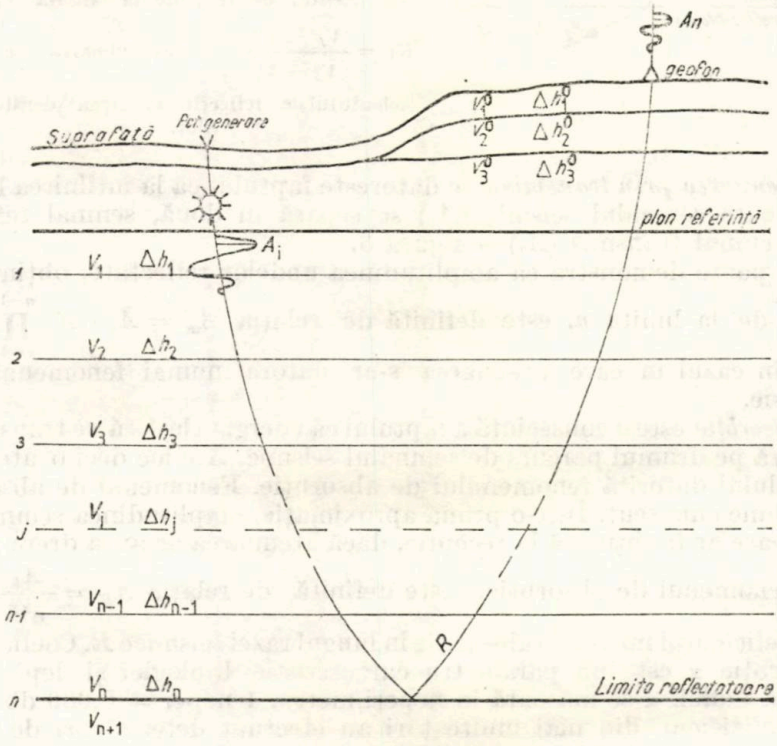


Fig. 2. — Drumul R (sursă—geofon), al semnalului seismic.

V_j, ΔH_j, $j = 1. \ldots n$ — viteze și grosimi de strat între planul de referință și limita reflectatoare ; $V_i \Delta h_i$, $i = 1, \ldots m$ — viteze și grosimi de strat între suprafață și planul de referință ; A_i — amplitudinea inițială a semnalului seismic ; A_n — amplitudinea semnalului obținut de la limita n (măsurată la ieșirea din geofon).

Divergența sferică se referă la slăbirea energiei cu distanța. Fronturile de undă se lărgesc pe măsura depărtării de sursă. Răspîndindu-se pe un

domeniu din ce în ce mai larg, energia descreşte cu inversul pătratului distanţei parcurse. Într-un mediu cu viteză constantă amplitudinea descreşte invers proporţional cu distanţa.

Amplitudinea semnalului seismic care ar fi obţinută la recepţie, dacă atenuarea s-ar datora numai fenomenului de divergenţă sferică, este definită de relaţia $A_R = \frac{A_i}{2\sqrt{\pi}\,R}$. A_i = amplitudinea iniţială, a semnalului generat.

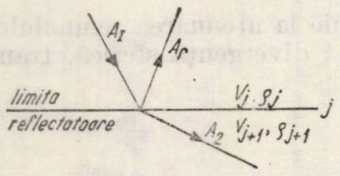


Fig. 3. — Reflecţia şi transmisia la o limită reflectatoare:
ρ_j — densitatea în stratul j;
$A_r = K_j A_I$; $A_t = (1 + K_j) A_I$;

$K_j = \frac{\rho_j V_j - \rho_{j+1} V_{j+1}}{\rho_j V_j + \rho_{j+1} V_{j+1}}$ — coeficientul de reflecţie la limita i;

$K_j = \frac{V_j - V_{j+1}}{V_j + V_{j+1}}$ — aproximarea coeficientului de reflecţie în lipsa densităţilor.

Atenuarea prin transmisie se datoreşte faptului că la întîlnirea limitei reflectatoare semnalul seismic (A_I) se separă în două, semnal reflectat (A_r) şi semnal transmis (A_t) — figura 3.

Se poate demonstra că amplitudinea undelor reflectate, obţinute la recepţie de la limita n, este definită de relaţia $A_n = A_i \cdot K_n \prod_{j=1}^{n-1} (1 - K_j^2)$, în cazul în care atenuarea s-ar datora numai fenomenului de transmisie.

Absorbţia este o consecinţă a faptului că energia elastică se transformă în căldură pe drumul parcurs de semnalul seismic. Are loc deci o atenuare a semnalului datorită fenomenului de absorbţie. Fenomenul de absorbţie nu este bine cunoscut. Într-o primă aproximaţie, amplitudinea semnalului seismic care ar fi obţinută la recepţie, dacă atenuarea ar avea drept cauză numai fenomenul de absorbţie, este definită de relaţia $A_R = \frac{A_i}{e^{\alpha R}}$ unde α este coeficientul mediu de absorbţie în lungul razei seismice R. Coeficientul de absorbţie α este un parametru caracteristic litologiei şi depinde de frecvenţa undei. α se măsoară în neperi/metru. 1 neper = 8,686 db.

Geofizicieni din mai multe ţări au efectuat determinări de coeficienţi de absorbţie [4, 5] pentru Z.V.M., intermediar şi rocă vie. Tabelele întîlnite nu cuprind valori ale lui α pentru toate tipurile de roci întîlnite în lungul razei seismice. Pentru rezolvarea scopului propus în lucrare, s-au calculat coeficienţi de absorbţie folosind datele de amplitudini reale de pe seismograme înregistrate lîngă seismocarotaje (pentru roca vie) şi de pe înregistrări de microseismocarotaje (pentru Z.V.M. şi intermediar).

În vederea obţinerii unei posibilităţi practice de estimare a lui α în lungul unui profil, s-a încercat realizarea unei corespondenţe între acesta

Tabelul 1

Coeficientul de absorbție α în funcție de frecvența semnalului (f_0) și viteza de strat (v)

Nr. crt.	Viteza de strat (m/s)	α (12Hz) (nep/m)	α (17Hz)	α (21Hz)	α (25Hz)	α (31Hz)	α (40Hz)
1	350	0,096	0,136	0,168	0,200	0,248	0,320
2	400	0,0763	0,108	0,134	0,159	0,197	0,254
3	450	0,0605	0,0857	0,106	0,126	0,156	0,202
4	500	0,0480	0,0680	0,0840	0,100*	0,124	0,160
5	550	0,0382	0,0541	0,0669	0,0796	0,0987	0,128
6	600	0,0303	0,0430	0,0531	0,0632	0,0784	0,101
7	650	0,0241	0,0342	0,0423	0,0503*	0,0624	0,0805
8	700	0,0192	0,0272	0,0336	0,0400	0,0496	0,0640
9	750	0,0152	0,0216	0,0266	0,0317	0,0393	0,0507
10	800	0,0121	0,0171	0,0212	0,0252	0,0312	0,0403
11	850	0,00960	0,0136	0,0168	0,0200	0,0248	0,0320
12	900	0,00763	0,0108	0,0134	0,0159	0,0197	0,0254
13	950	0,00610	0,00864	0,0107	0,0127	0,0157	0,0203
14	1000	0,00485	0,00687	0,00848	0,0101	0,0125	0,0162
15	1050	0,00384	0,00543	0,00671	0,00799	0,00991	0,0128
16	1100	0,00305	0,00432	0,00533	0,00635	0,00787	0,0102
17	1200	0,00192	0,00273	0,00337	0,00401*	0,00497	0,00642
18	1300	0,00121	0,00172	0,00213	0,00253	0,00314	0,00405
19	1400	0,000768	0,00109	0,00134	0,00160	0,00198	0,00256
20	1500	0,000485	0,000684	0,000848	0,00101	0,00125	0,00162
21	1600	0,000305	0,000432	0,000534	0,000636*	0,000789	0,00102
22	1700	0,000193	0,000273	0,000338	0,000402	0,000498	0,000643
23	1800	0,000122	0,000173	0,000213	0,000254	0,000315	0,000406
24	1900	0,0000768	0,000109	0,000134	0,000160	0,000198	0,000256
25	2000	0,0000485	0,0000687	0,0000848	0,000101	0,000125	0,000162
26	2200	0,0000193	0,0000274	0,0000339	0,0000403	0,000050	0,0000645
27	2400	0,00000768	0,0000109	0,0000134	0,0000160	0,000031	0,0000256
28	2600	0,00000305	0,00000432	0,00000533	0,00000635	0,00000787	0,0000102
29	2800	0,00000122	0,00000173	0,00000214	0,00000255	0,00000316	0,00000480

și viteza undelor în mediul prin care se propagă semnalul seismic. Într-o primă aproximare, corespondența este dată în tabelul 1.

Valorile notate în tabel cu steluță (*) sînt luate din materialul bibliografic [4, 5]. Restul valorilor sînt calculate sau interpolate. Sînt necesare deci verificări ale acestor valori prin mai multe calcule ale lui α pe seismograme și înregistrări de micro-uri.

Relația generală care definește descreșterea amplitudinii cu lungimea drumului parcurs de semnalul seismic se obține [2, 6] din compunerea relațiilor precedente

$$A_n = A_i K_n \prod_{j=1}^{n-1} (1 - K_j^2) \frac{1}{2\sqrt{\pi} R} \cdot \frac{1}{e^{\alpha R}} .$$

Se observă că cea mai mare atenuare este dată de divergența sferică, apoi de transmisie (unde K_n are o influență deosebită) și absorbție în stratele superficiale mai groase.

Dacă notăm cu $N = \dfrac{2\sqrt{\pi} R e^{\alpha R}}{K_n \prod_{j=1}^{n-1} (1 - K_j^2)}$ numărul care arată de *cîte ori este atenuată amplitudinea* A_i pe drumul sursă-geofon, se obține $A_n = \dfrac{A_i}{N}$.

Pentru estimarea lui N, coeficienții K_j se determină din datele de viteză din seismocarotajul cel mai apropiat, coeficienții de absorbție α se iau din tabelul precedent, iar distanța R se consideră între planul de referință și limita reflectatoare cea mai adîncă, cerută prin obiectivul geologic (fig. 2).

Pentru calcule N se poate scrie sub forma

$$N = \frac{\left(R + \sum_{i=1}^{m} \Delta h_i^0\right) e^{\sum_{i=1}^{m} \alpha_i^0 \Delta h_i^0} \; 2\sqrt{\pi} e^{2\sum_{j=1}^{n} \alpha_j \Delta h_j}}{\underbrace{(1 - K_1^0)(1 - K_2^0)}_{*} K_n \prod_{j=1}^{n-1} (1 - K_j^2)}$$

$*$ —produs adevărat numai pentru cazul din figura 2.

Δh_i^0, Δh_j sînt grosimile stratelor străbătute de raza seismică deasupra și respectiv, sub planul de referință.

α_i^0, α_j — coeficienții de absorbție corespunzători stratelor menționate mai sus.

Calculînd N pentru primul și ultimul canal, se poate aprecia atenuarea, în lungul dispozitivului de înregistrare, a semnalului obținut de la aceeași limită reflectatoare.

Tabelul 2

Amplitudinea la generare (pentru filtrul 12 Hz-taie jos, 22 geofoni GSC 20D-8 Hz pe un canal) în funcție de litologie, cantitate de dinamită și viteza de propagare

		Z.V.M.				Intermediar (h = 10—60 m)			Roca vie (h = 10—60 m)		
	V m/s	(h = 2—4 m) 300—550	(h = 5—8 m) 600—800			850—1050	1100—1200	1250—1350	1400—1550	1600—1750	1800—2200
pietriș-nisip	Volți / 3,3 kg	20	30—40	pietriș-nisip	Volți / 17,6 kg	80—90	95—105	110—120	125—130		
	Volți / 4,4 kg	30	40—50								
argilă	Volți / 5,5 kg	40	50—60	argilă	Volți / 17,6 kg		150—200	210—240	250—275	280—300	
	Volți / 3,3 kg	50—60	110—130								
	Volți / 4,4 kg	70—80	150—170	marnă	Volți / 17,6 kg			250—275	300—375	400—450	500—600
	Volți / 5,5 kg	90—100	190—210								

ESTIMAREA AMPLITUDINILOR INIȚIALE ȘI A ZGOMOTULUI ALEATOR

Amplitudinile inițiale pot fi estimate plecînd de la relația amintită mai sus, $A_n = \frac{A_i}{N}$; $A_i = A_n N$.

A_n se obține din amplitudinile reale ale reflecțiilor. Deci, A_i nu se măsoară, ci se calculează pe baza măsurării A_n și conține influența tipului de geofoni cu care se realizează înregistrarea. A_i este deci o măsură a amplitudinii semnalului seismic din apropierea sursei.

Prin mai multe măsurători ale lui A_n, făcute pe seismograme înregistrate în apropierea unor seismocarotaje și calculul corespunzător pentru N, s-a putut întocmi tabelul 2 cu amplitudini inițiale A_i. Realizarea în continuare a unui număr tot mai mare de astfel de măsurători va conduce la găsirea de valori cît mai apropiate de valoarea reală a lui A_i.

Zgomotul aleator este rezultatul compunerii mișcării provocate de mulțimea tuturor surselor existente în zona de prospectat și în apropierea ei, excluzînd sursa de generare folosită pe profil.

O măsură a zgomotului aleator este dată de amplitudinea reală obținută de pe înregistrări realizate în absența sursei de generare pe profil.

Pentru a avea o imagine asupra ordinului de mărime al zgomotului aleator în diferite condiții, s-a alcătuit tabelul 3 de amplitudini reale obținute la ieșirea dintr-o grupare de 22 geofoni GSC 20 D — 8 Hz și filtrul taie jos — 12 Hz.

Tabelul 3

Valori estimate pentru amplitudinea zgomotului aleator

Amplitudinea zgomotului aleator(μV)	Condiții = surse de mișcare din zonă
5— 50	fără surse de mișcare în zona de lucru
60—200	oameni, animale, ape curgătoare, vînt, ploaie
200—500	autovehicule, tren
500—1500	granice în foraj, sonde de mare adîncime

Pentru calculul generării se fac înregistrări speciale de zgomot aleator înaintea obținerii seismogramelor pe un profil seismic. Măsurătorile de amplitudini reale pe aceste înregistrări precizează și eventual corectează valorile estimate cu ajutorul tabelului de mai sus. Amplitudinea zgomotului aleator pe dispozitivul de înregistrare poate fi estimată și direct în teren cu ajutorul afișajelor stației seismice.

CALCULUL GENERĂRII. VERIFICARE PE SEISMOGRAME

Calculul generării pentru fiecare punct de împușcare presupune: determinarea adîncimii optime de generare, a cantității optime de dinamită într-o sondă și calculul numărului de sonde.

Adîncimea optimă se stabilește cu ajutorul micro-urilor și prin urmărirea litologiei în timpul forajului (fig. 4). Adîncimea corespunzătoare

celor mai mari amplitudini inițiale este adîncimea optimă. După interpretarea micro-urilor se stabilește adîncimea optimă în roci cu cele mai mari viteze, întîlnite pînă la 60 m de la suprafață. Pentru viteze egale se aleg stratele cu cele mai bune proprietăți elastice (marne, argile, pietriș, nisip-roci în ordinea proprietăților elastice, (tab. 2). Experimental s-a observat că la adîncimi mai mari de 60 m au loc rateuri la împușcare. Adîncimea optimă poate fi verificată local prin înregistrări cu aceeași cantitate, la adîncimi diferite și determinarea amplitudinii reale pe aceeași reflecție.

Cantitatea optimă de dinamită folosită într-o sondă se stabilește prin înregistrări cu cantități diferite la adîncimea optimă și regăsirea amplitudinilor reale pe aceeași reflecție. Se construiește graficul $A = f(Q)$ A este amplitudinea reală și Q — cantitate de dinamită (fig. 5). Din grafic rezultă cantitatea optimă q. Din experiențele executate rezultă că $q = 15 - 25$ kg/sondă.

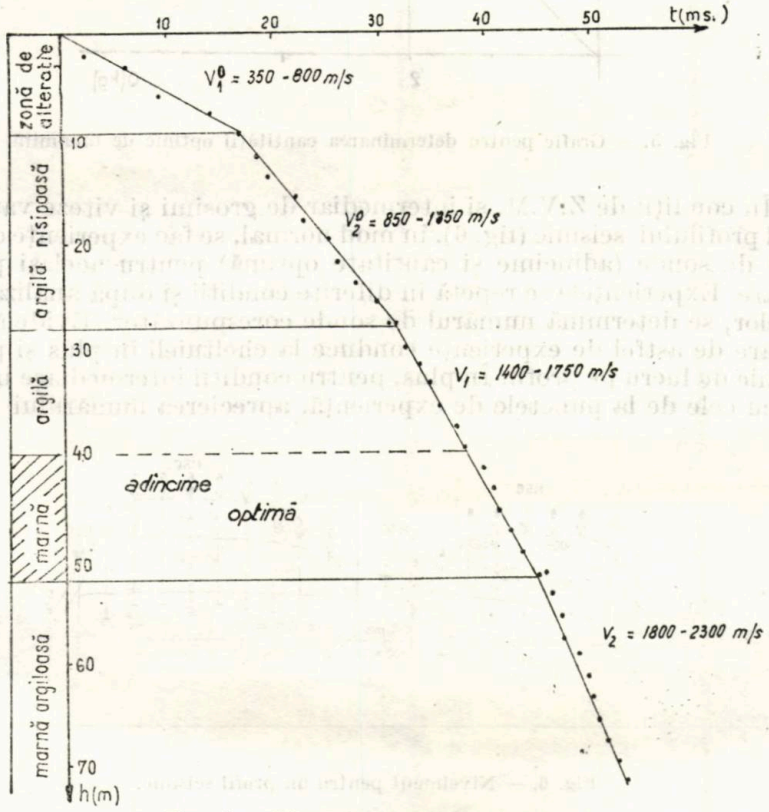


Fig. 4. — Microseismocarotaj interpretat.

Calculul numărului de sonde [6] pentru un punct de generare este necesar în cazul condițiilor seismogeologice de suprafață caracterizate de Z.V.M. și intermediar de grosimi mari (de ordinul zecilor de metri). În aceste condiții, atenuarea semnalului pe drumul sursă-geofoni poate să fie de 10—25 ori mai mare decît cea rezultată în situația cînd Z.V.M. nu

depășește grosimea de 3—5 m. Folosirea unei singure sonde nu mai este suficientă pentru obținerea unui raport semnal/zgomot corespunzător în zona obiectivului geologic.

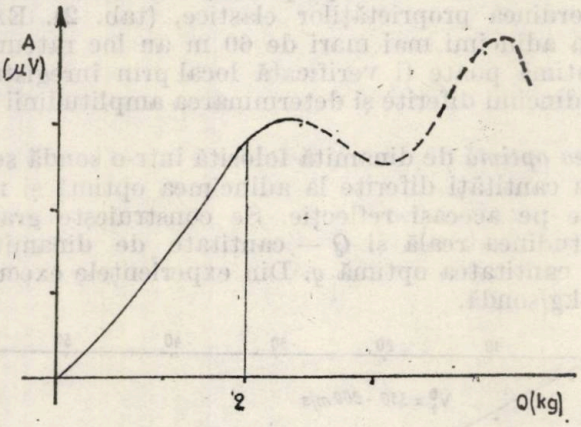


Fig. 5. — Grafic pentru determinarea cantității optime de dinamită.

În condiții de Z.V.M. și intermediar de grosimi și viteze variabile în lungul profilului seismic (fig. 6), în mod normal, se fac experiențe cu număr diferit de sonde (adîncime și cantitate optimă) pentru același punct de generare. Experiențele se repetă în diferite condiții și după analiza seismogramelor, se determină numărul de sonde corespunzător. Evident, numărul mare de astfel de experiențe conduce la cheltuieli în plus și pierderea unor zile de lucru pe profil. În plus, pentru condiții intermediare în comparație cu cele de la punctele de experiență, aprecierea numărului de sonde

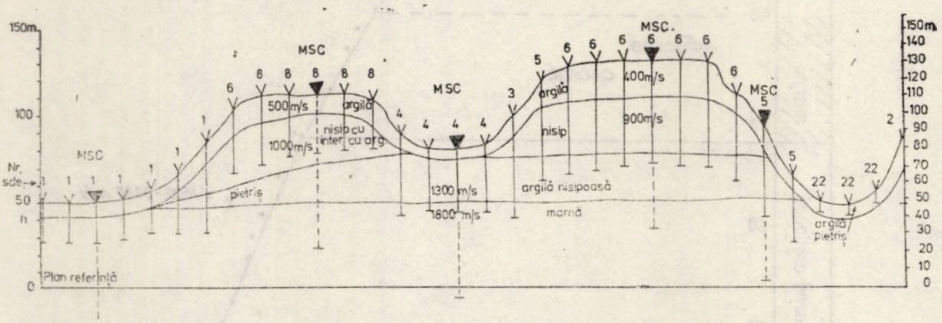


Fig. 6. — Nivelment pentru un profil seismic.

se face cu erori. Un număr mai mare de sonde decît cel necesar duce la cheltuieli în plus, iar un număr mai mic face ca seismogramele obținute să piardă din calitate (nu se obține obiectivul geologic).

Atunci cînd se lucrează cu mai multe sonde pe punct de generare, trebuie să se țină seama de inegalitatea $\delta x \geqslant 2K \sqrt[3]{Q}$ ($K \simeq 1$, $\delta x =$ dis-

tanța între sonde în metri, Q — cantitatea de exploziv în kg.). Ex: $Q = 27$ kg $\Rightarrow \delta x \geqslant 2\sqrt[3]{27} \Rightarrow \delta x \geqslant 6$ m; $\delta x = 2\sqrt[3]{Q}$ reprezintă distanța minimă pentru care cavernele a două sonde alăturate nu se intersectează. În cazul intersectării cavernelor amplitudinea semnalului obținut de la două sonde alăturate este aceeași cu cea dată de o sondă cu cantitatea $2Q$, Q fiind cantitatea dintr-o sondă. Deci semnal mai slab decît cel obținut de la două sonde cu $\delta x \geqslant 2\sqrt[3]{Q}$ (pentru $2Q > q$).

Dacă se pune problema atenuării zgomotului coerent (organizat) și prin generare, atunci sondele se așează în grupare simplă sau ponderată (liniară sau în suprafață).

Folosirea grupărilor nu face obiectul acestei lucrări, în care se pune problema generării numai din punct de vedere energetic (realizarea generării care să ducă la obținerea unui raport semnal/zgomot aleator corespunzător obiectivului geologic, în condițiile unui anumit număr și tip de geofoni pe canal și pentru un filtru taie-jos al stației).

Pentru calculul numărului de sonde $\mathcal{N}$ se poate folosi relația

$$\mathcal{N} = \frac{a_s N}{\sqrt{M}\, A_i}$$

unde:

a_s este amplitudinea dorită a semnalului (pentru $M = 1$) în zona obiectivului geologic; $a_s \simeq 3\, a_z$,

a_z — amplitudinea zgomotului aleator;

M — ordinul de acoperire multiplă folosit pe profil;

N — numărul de ori atenuare pe drumul sursă-geofoni;

A_i — numărul de volți pe o sondă cu adîncimea și cantitatea optimă.

Se observă că toate datele necesare pentru calculul lui $\mathcal{N}$ (a_z, N și A_i) se pot estima așa cum s-a arătat în capitolele precedente. Ordinul de acoperire M se stabilește la proiectarea metodicii de prospecțiune seismică pentru zona de lucru.

Practic s-a observat că obținerea unor seismograme de calitate (semnal util corelabil) este condiționată de $a_s \simeq 3a_z$. Odată cu îmbunătățirea prelucrării și măsurătorii mai exacte pentru a_z, această condiție poate fi modificată.

După stabilirea cantității și adîncimii optime, se calculează $\mathcal{N}$ pentru fiecare punct de generare (fig. 6). În vederea estimării lui N pe drumul sursă-geofon, se ia în considerare poziția canalului seismic căruia îi corespund stratele de Z.V.M. și intermediar cu grosimile cele mai mari.

Profilul se înregistrează cu numărul de sonde $\mathcal{N}$ calculat pentru fiecare punct de generare, la adîncimea și cu cantitatea optimă corespunzătoare.

Creșterea numărului de sonde, în condiții de generare și recepție cu Z.V.M. și intermediar de grosimi mari, are drept scop compensarea atenuării semnalului în aceste strate și deci obținerea unor seismograme asemănătoare calitativ cu cele obținute în condiții de generare și recepție cu Z.V.M. subțire (3—5 m) și lipsă intermediar, deci egalizarea, din punct de vedere calitativ, a seismogramelor pe un profil.

Condițiile seismogeologice de suprafață fac ca generarea să se producă în toate tipurile litologice (marnă, argilă, pietriș, nisip etc.). La generarea în marnă se obțin înregistrări corespunzătoare calitativ, cu cel mai mic număr de sonde.

Pentru celelalte tipuri de roci, numărul de sonde crește odată cu micșorarea proprietăților elastice. Este deci practic posibil să se obțină seismograme de aceeași calitate, chiar dacă generarea are loc în diferite tipuri de roci. Cheltuielile de generare sînt însă invers proporționale cu proprietățile elastice ale tipurilor de rocă în care se generează.

Dacă generarea este calculată pentru fiecare punct de împușcare și totuși nu se observă reflecții, atunci putem afirma cu o probabilitate mai mare că, pe profilul înregistrat, condițiile seismogeologice de adîncime (limitele de contrast și tectonica) nu permit obținerea acestora.

Observație. Două seismograme înregistrate pe același dispozitiv, dar cu generare diferită ($\mathcal{N}$ și $\mathcal{N}_1 < \mathcal{N}$, deci amplitudini diferite în zona obiectivului) nu sînt considerate de aceeași calitate. Seismograma înregistrată cu $\mathcal{N}_1$ sonde asigură energia în zona obiectivului geologic, și, eventual reflecții, neobservate pe seismogramă, pot apărea în procesul de prelucrare. Pe de altă parte seismograma înregistrată cu $\mathcal{N}_1$ sonde face greu posibilă sau chiar imposibilă apariția, în procesul de prelucrare, a altor reflecții în afara celor observabile pe seismograme.

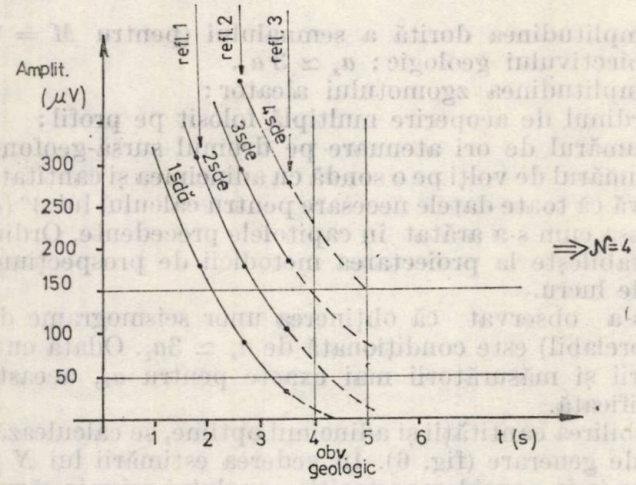


Fig. 7. — Grafic pentru verificarea locală a numărului de sonde pe punct de generare. Cazul $M = 1$.

Unele erori la obținerea datelor inițiale (a_z, litologie, viteze și grosimi de strate superficiale) pot conduce la erori de calcul pentru $\mathcal{N}$, erori care nu depășesc, de regulă, $\pm$ 20 % din valoarea reală a lui $\mathcal{N}$. În afara micro-urilor realizate în avans pe profil și urmărirea litologiei, nu sînt deci necesare experiențe pentru programarea generării.

Verificarea numărului de sonde $\mathcal{N}$ poate fi făcută pe oricare din seismogramele înregistrate pe profil, prin refacerea amplitudinilor reale pe cîteva trase și medierea rezultatelor (fig. 7). Aceste verificări pot să orien-

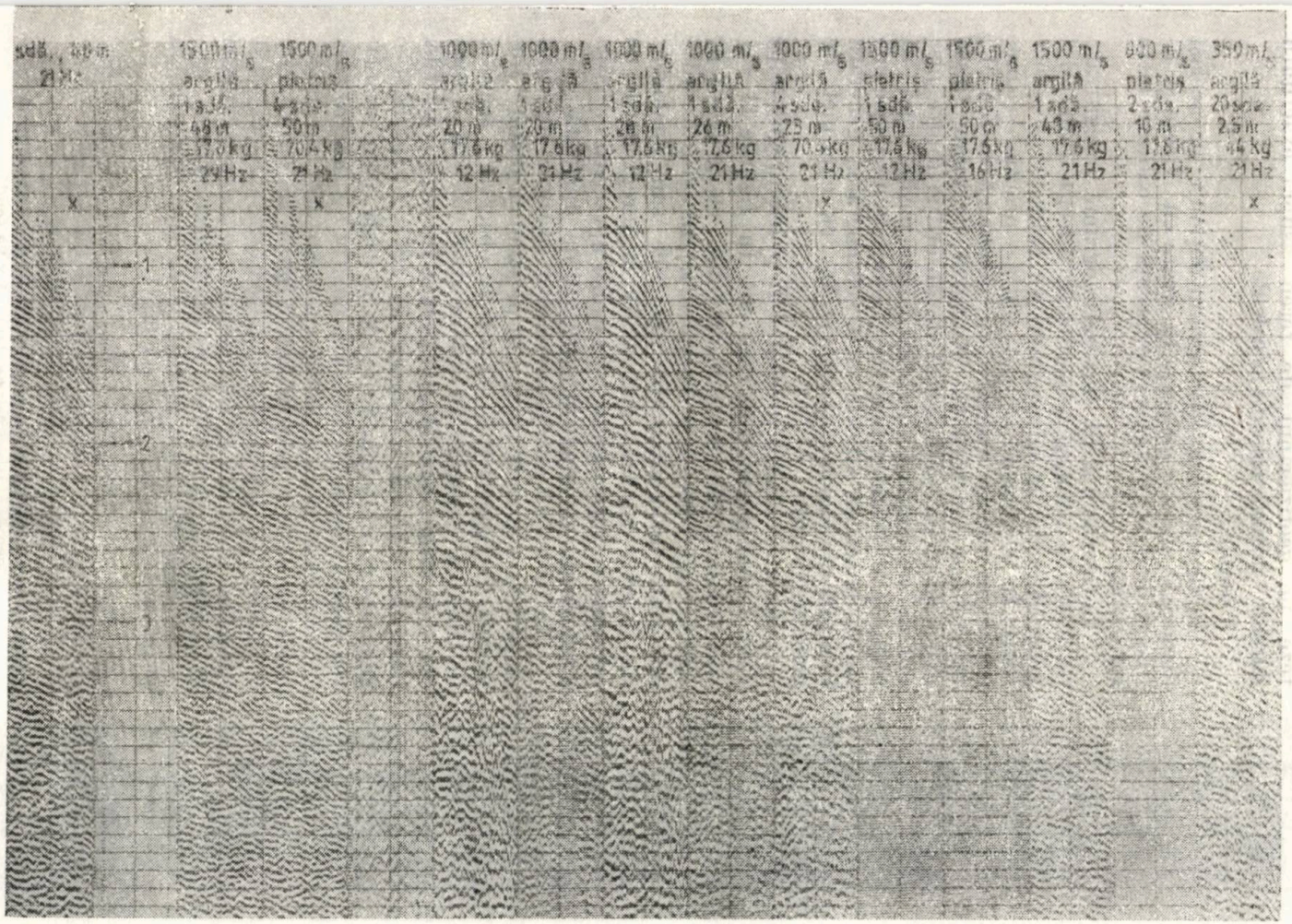
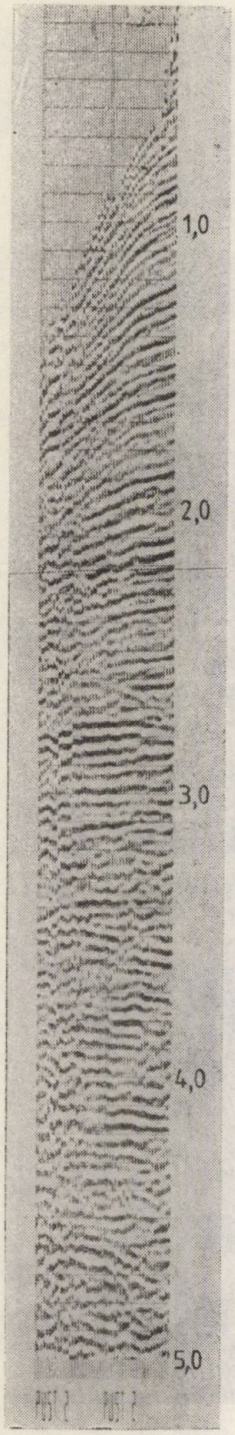


Fig. 8. — Seismograme obținute cu același punct de generare și același dispozitiv de recepție, dar în condiții de generare diferite.



teze pe geofizicianul de teren asupra exactității datelor inițiale folosite la calcule.

Exemple :

În figura 8 sînt seismograme obținute pe același dispozitiv, dar cu generare în strate cu viteze și litologii diferite. Se observă diferența de calitate între înregistrări.

În figurile 9 și 10 sînt seismograme înregistrate pe profile în condiții superficiale diferite. Controlul generării a dus la seismograme de calitate asemănătoare. În concluzie, se pot obține practic seismograme de aceeași calitate cu generarea în Z.V.M., intermediar sau rocă vie. Numărul de sonde crește exponențial cu coeficientul de absorbție dintre planul de referință și suprafață. Este posibil deci, să obținem o seismogramă cu generare în nisip (pietriș) uscat, de aceeași calitate cu o seismogramă generată în argilă sau marnă de rocă vie, dar cu cheltuieli de generare diferite.

În figura 13 este prezentat un profil înregistrat pe vale, deci cu generare în rocă vie. În figurile 11—14 sînt redate profile (secțiuni de timp) cu generare pe vale și deal (rocă vie și intermediar), înregistrate între anii 1972—1974 cu stații numerice sau analogice. Se observă calitatea mai slabă la înregistrările cu generare în intermediar, din cauza aprecierii cu erori a numărului de sonde și cantității de dinamită.

În figura 15 este prezentată o secțiune de timp cu generare în rocă vie (profil pe vale) cu o stație numerică. În figurile 16 și 17 pot fi observate secțiuni de timp cu generare în intermediar, Z.V.M., rocă vie și în strate cu litologii diferite. Pe aceste profile, înregistrate cu stație numerică în 1978, s-a realizat o generare mai apropiată de soluția reală, prin estimarea generării pentru fiecare dispozitiv de înregistrare.

Pe toate aceste profile calitatea este asemănătoare cu cea de pe profilul din figura 15, cu generare în rocă vie. În plus, calitatea se păstrează pe toată lungimea profilelor în condițiile de variație a vitezei și litologiei în care a fost realizată generarea.

Înregistrările din figurile 8—17 sînt realizate în Platforma Moesică (zona de vest).

Primit în redacție: 30.I.1979

Fig. 9. — Seismogramă cu generare în intermediar (pietriș-nisip, V = 900 m/s, 18 sonde, h= 20 m, 8.8 kg/sondă).

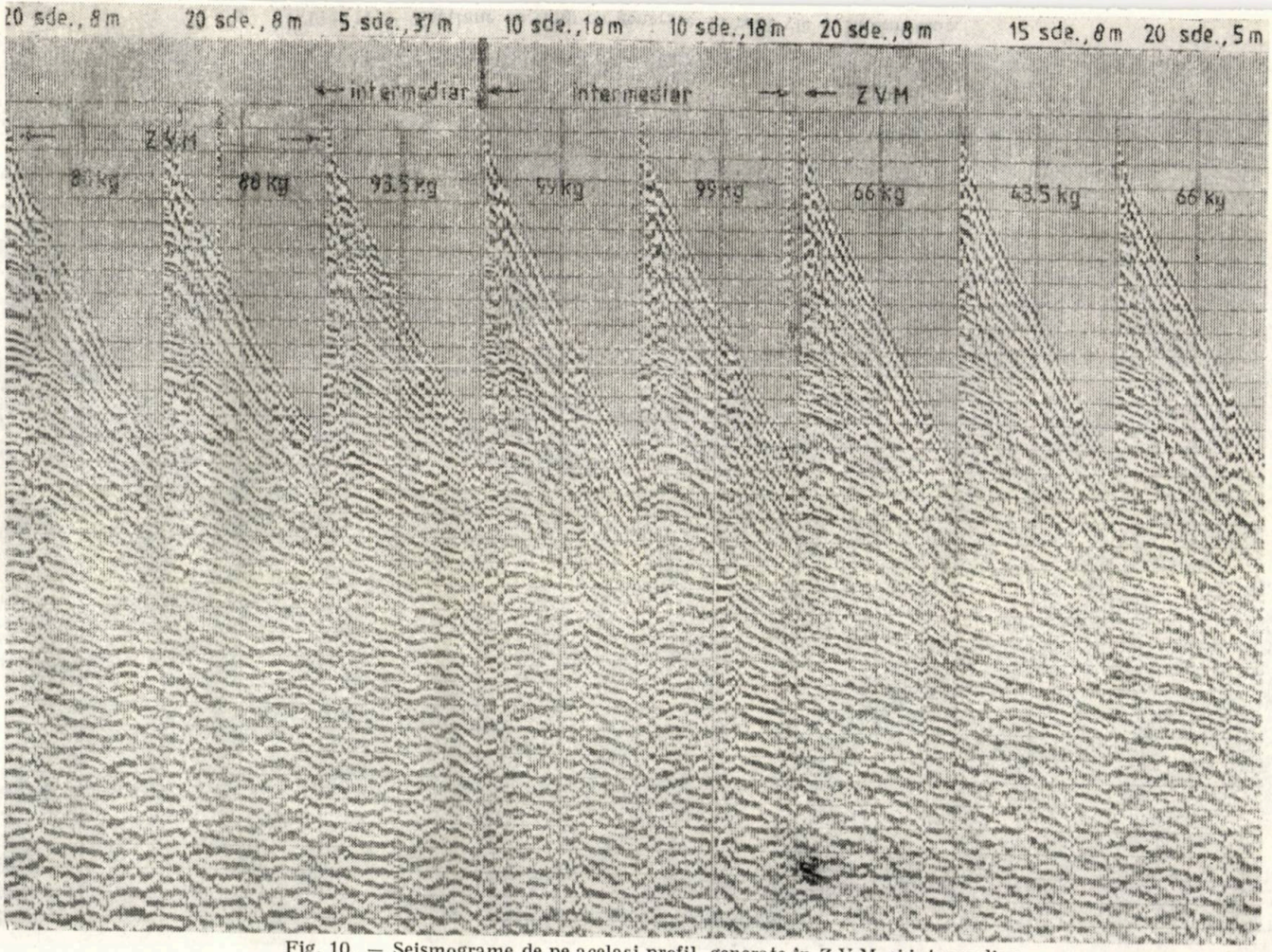


Fig. 10. — Seismograme de pe acelaşi profil, generate în Z.V.M. şi intermediar.

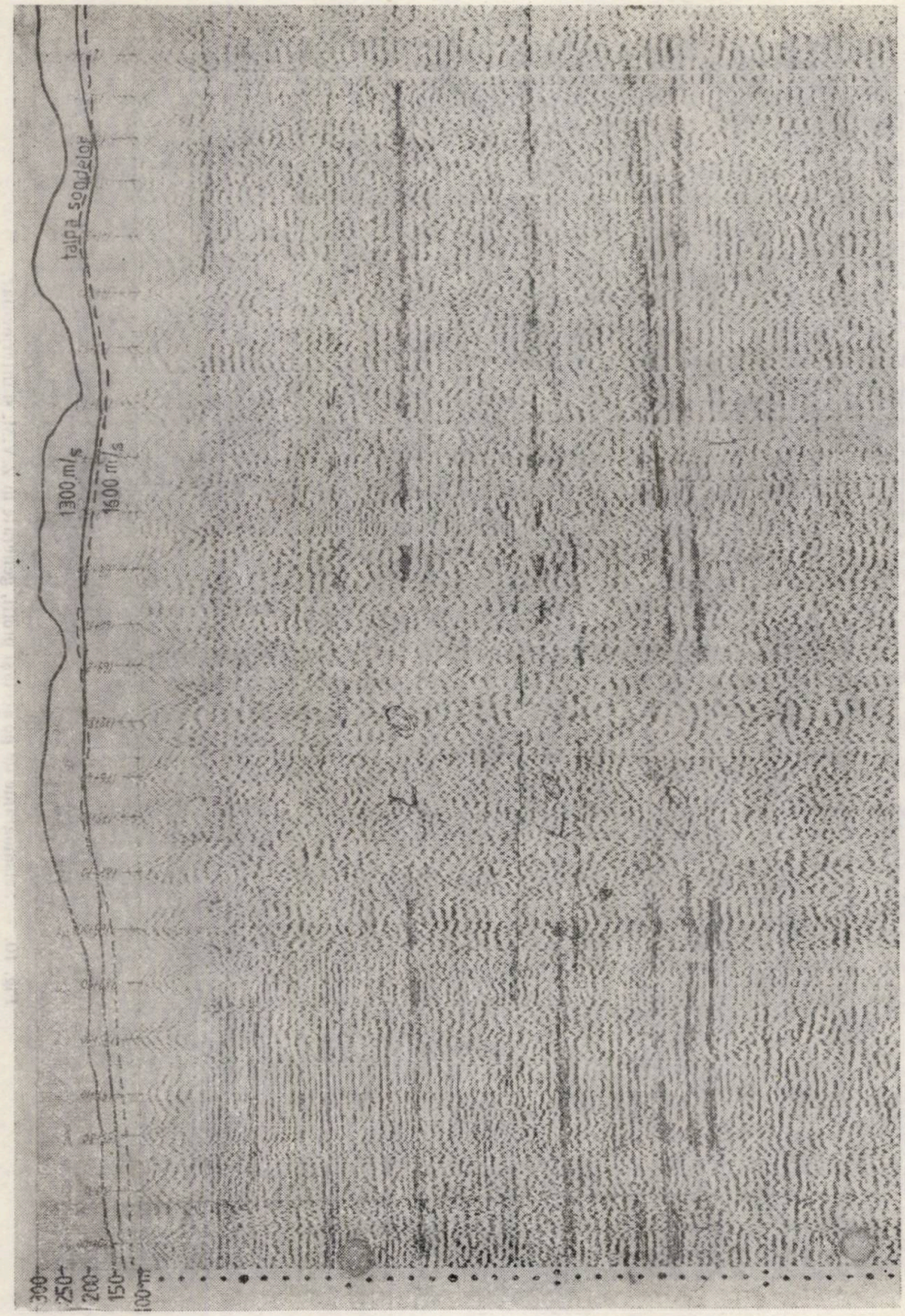


Fig. 11. — Secțiune de timp cu generare în rocă vie și intermediar.

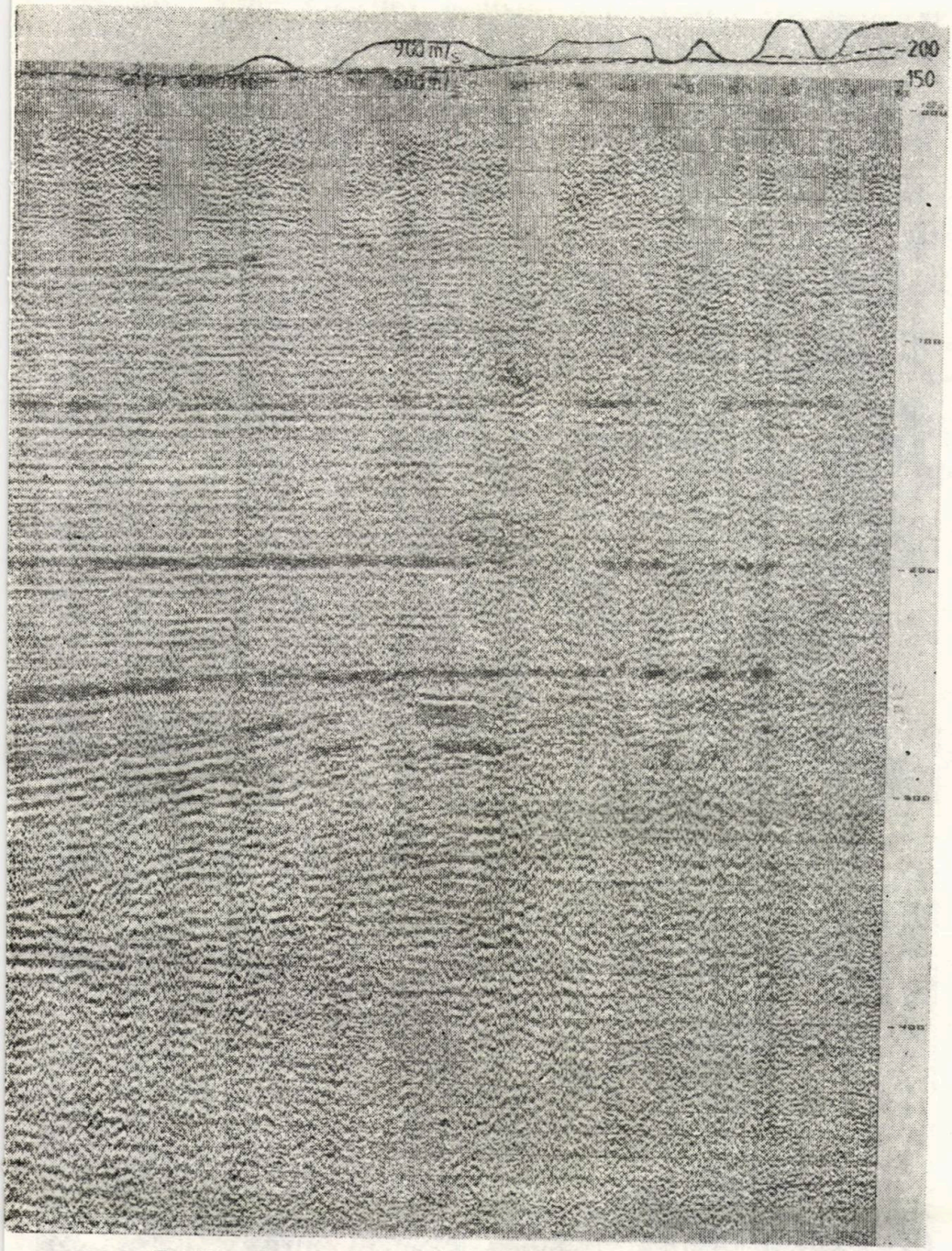


Fig. 12. — Secțiune de timp cu generare în rocă vie și intermediar.

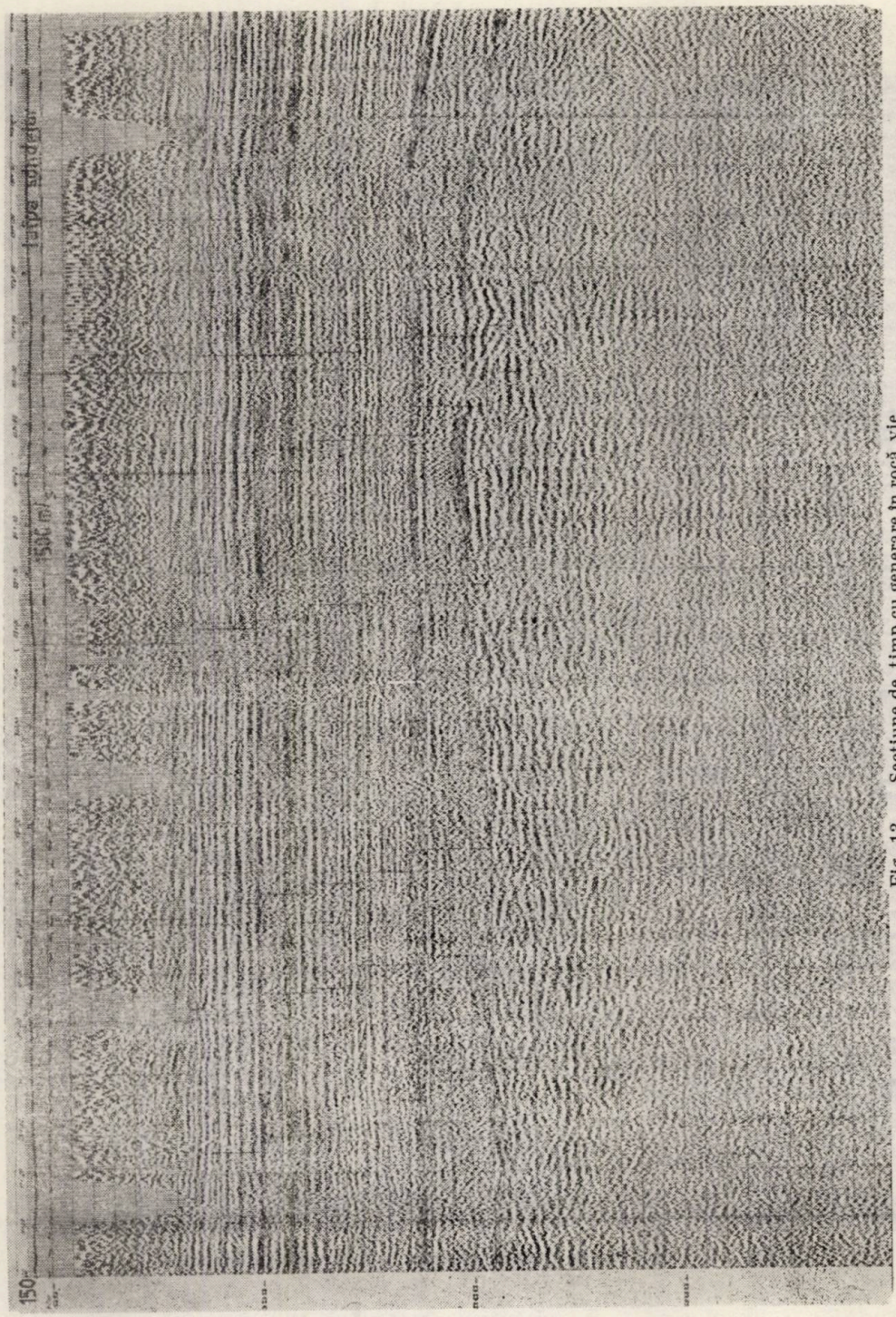


Fig. 13. — Secțiune de timp cu generare în rocă vie.

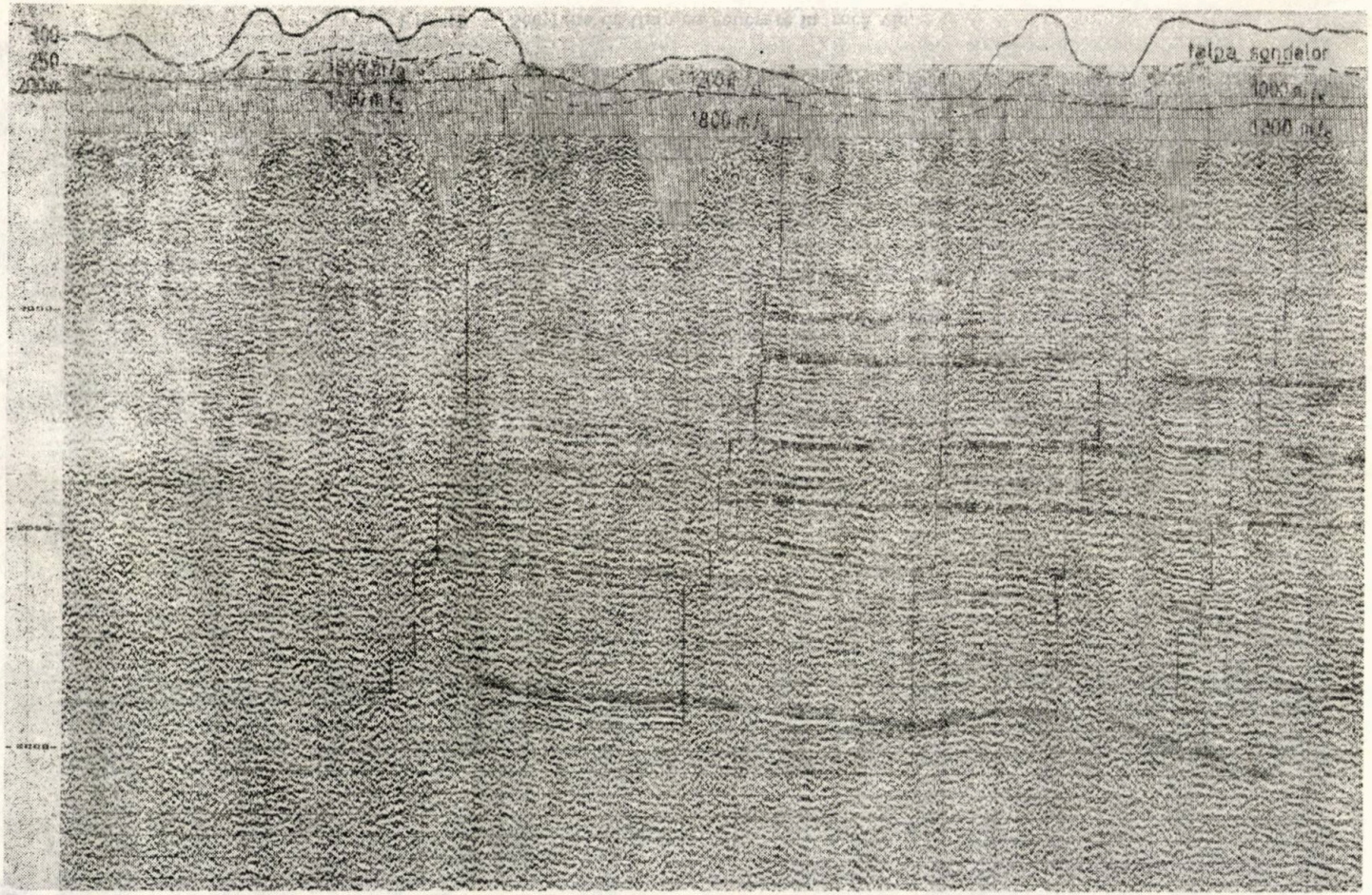


Fig. 14. — Secțiune de timp cu generare în rocă vie și intermediar.

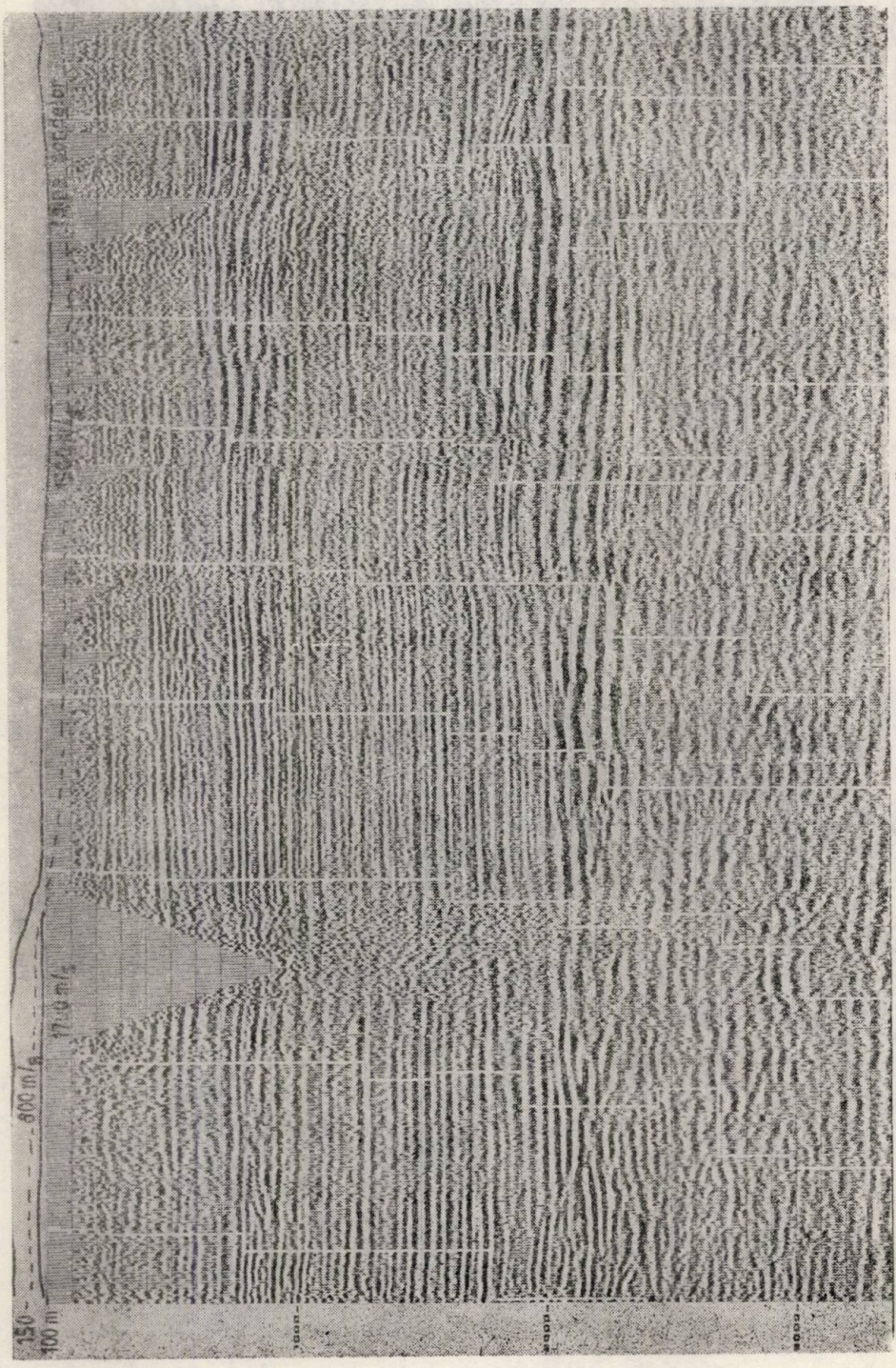


Fig. 15. — Secțiune de timp cu generare în rocă vie.

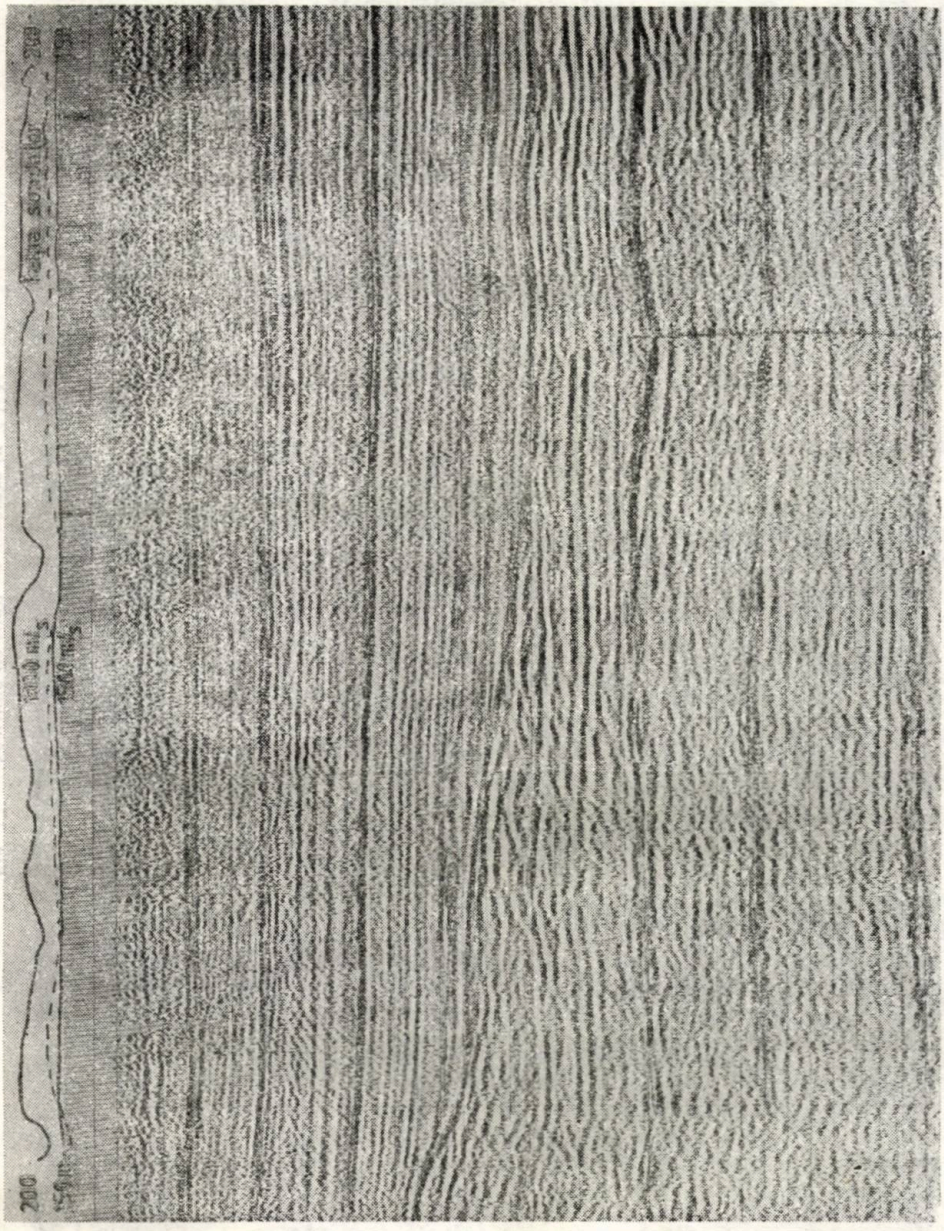


Fig. 16. — Secțiune de timp cu generare în intermediar.

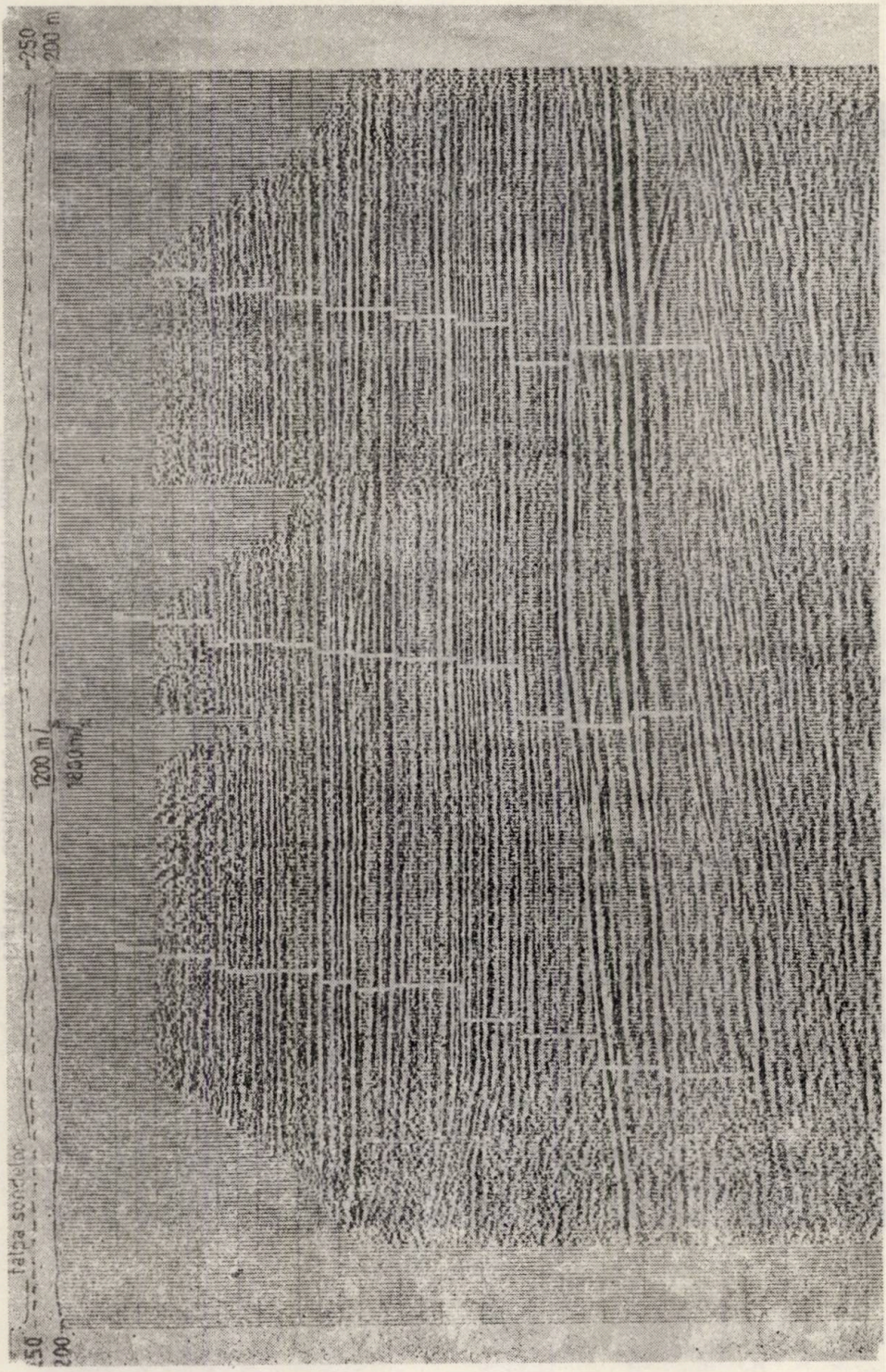


Fig. 17. — Secțiune de timp cu generare în Z.V.M.

BIBLIOGRAFIE

1. V. Chișcan et al., *Metode noi de prospecțiune geofizică*, partea I, IPGGH, București, 1966.
2. M. Barbu, Buletin tehnico-științific IPGGH, București, 3, 19 (1971).
3. L. Constantinescu et al., *Prospecțiuni geofizice*, II, Edit. tehnică, București, 1965.
4. M. Cristea, *Comunicări științifice*, IPGGH, 169 (1975).
5. W. M. Telford et al., *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, 1976.
6. E. Dănănău, *Etapa de teren în prospecțiunea seismică*, IPGGH, București, 1978.

SIGNAL GENERATION — BASIC PARAMETER IN THE FIELD STAGE OF THE SEISMIC EXPLORATION

(ABSTRACT)

The intention of this abstract is to present a computational method for signal generation taking into account the geological objective, seismo-l gical conditions of the prospected line and the available equipment.

The initial data necessary for this computation are obtained from up hole shooting performed in advance on the seismic line and from the nearest seismic log to the recorded spread.

ASPECTE METODICE PRIVIND FOLOSIREA CORDONULUI DETONANT ÎN ACTIVITATEA DE PROSPECȚIUNI SEISMICE ÎN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

V. VARODIN, G. IONESCU, F. STEFĂNESCU, S. CIOBOTARU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, sect. 1, București

Ca urmare a costurilor din ce în ce mai mari ale forajului seismic, în ultimul timp, s-a dezvoltat o nouă tehnică de explorare seismică și anume „sistemul Geoseis".

Acest sistem, folosește pentru generarea undelor elastice un cordon detonant sau Geoflex care se îngroapă în sol, la o adîncime de circa 40—60 cm, cu ajutorul unui dispozitiv asemănător unui plug, în diferite configurații ale punctului de împușcare impuse de condițiile seismologice din zona de prospectat. Pentru evitarea dispersării sub formă de undă sonoră a unei părți din energia generată la explozie, se impune ca urma lăsată de lama plugului la îngroparea cordonului detonant, să fie „burată" prin presare cu roata unui autovehicul.

Sursa de generare — geoflexul, — este un fitil flexibil conținînd un miez de exploziv de mare brizanță (hexogen sau pentrită) care are o viteză de detonație de circa 7000 m/s.

Învelișul este constituit din mai multe straturi succesive de material plastic și bumbac avînd un diametru ce variază între 5 și 7 mm funcție de cantitatea de exploziv pe metru liniar (20 gr/m sau 12 gr/m). El este livrat sub forma unor bobine conținînd 50 m, 100 m sau 150 m lungime cordon.

Primele experimentări în R.S.R. cu folosirea cordonului detonant ca sursă de energie, au fost realizate în cadrul I.P.G.G.H. în cursul anului 1977 în zona Buzău, în Depresiunea Panonică (zona Socodor—Vârșand și Est Oradea), unde s-a înregistrat profilul XX/77, acesta furnizînd primele informații seismice într-o regiune unde forajul seismic este extrem de dificil (valea Crișului Repede). În anul 1978, după efectuarea unui program experimental mai amplu, pentru stabilirea parametrilor de lucru, s-a trecut la prospectarea zonei Satu Mare — Mădăraș — Supuru de Cîmpie utilizînd noua tehnică de generare.

Problemele ridicate pe parcursul experimentărilor au dus la perfecționarea sistemului de îngropare — realizîndu-se un dispozitiv pe un tractor articulat tip TAF cu un sistem hidraulic de ridicare și îngropare a geoflexului.

Pentru îngroparea cordonului, a mai fost folosit cu bune rezultate, un dispozitiv folosit în lucrările agricole pentru afînarea solului, căruia i s-au făcut unele mici adaptări.

Utilizarea tehnicii Geoseis prezintă o serie de particularități teoretice și practice.

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. GEOFIZICĂ TOM 18, P. 113—138, BUCUREȘTI, 1980

1. După cum se ştie, atunci cînd se efectuează o explozie a unei cantităţi de exploziv concentrate într-un punct, amplitudinile semnalului recepţionat sînt direct proporţionale cu cantitatea pînă la o valoare, de la care, creşteri însemnate ale cantităţii de exploziv, conduc la creşteri nesemnificative ale amplitudinilor. Ca o consecinţă a acestui fenomen, cantităţile de exploziv trebuie să rămînă în zona creşterilor semnificative, evitînd pierderile de energie seismică prin deformări neelastice. Luînd un

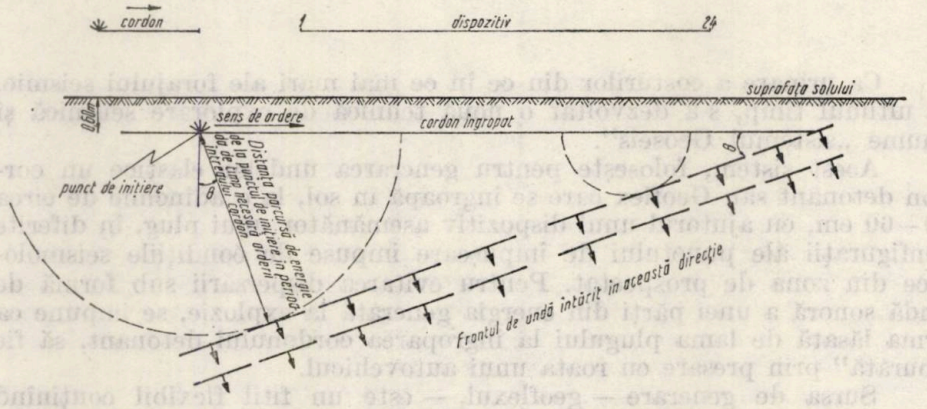


Fig. 1. — Principiul efectului de directivitate. Se ilustrează înclinarea frontului de undă pentru o lungime de undă scurtă faţă de lungimea cordonului.

caz extrem a unei benzi de exploziv foarte lungă şi foarte subţire, eficienţa seismică a exploziei poate fi mult crescută; cordonul detonant realizează acest lucru şi rezultatele obţinute în înregistrările seismice arată că prin folosirea lui se obţine „energia utilă" necesară punerii în evidenţă a unui obiectiv geologic.

2. Faptul că se foloseşte o încărcătură continuă de o lungime finită (de ordinul zecilor de metri) amorsată la un capăt, face să se genereze un front de undă cu o anumită înclinare faţă de linia orizontală, funcţie de raportul dintre viteza seismică şi viteza de detonaţie a cordonului. (fig. 1).

Avînd posibilitatea dirijării energiei frontului de undă într-o anumită direcţie prin schimbarea poziţiei punctului de împuşcare faţă de dispozitivul de receptori, putem favoriza creşterea amplitudinilor semnalului funcţie de structura geologică din zona cercetată. Efectul de directivitate al energiei se poate calcula în baza relaţiei matematice de forma [1]

$$D(\theta) = \frac{\sin \pi \frac{L}{\lambda}\left(\cos\theta - \frac{V_s}{V_D}\right)}{\pi \frac{L}{\lambda}\left(\cos\theta - \frac{V_s}{V_D}\right)} \qquad [1]$$

unde: L este lungimea cordonului; λ — lungimea de undă; θ — unghiul dintre orizontală şi direcţie la punctul considerat din subsol; Vs — viteza seismică; V_D — viteza de detonaţie a cordonului.

După cum se poate constata pe curbele de directivitate ale energiei, figurile 2 a, 2 b, maximum de energie este direcționat sub un unghi de 60° față de orizontală. Aceasta se explică prin faptul că raportul celor două viteze este apropiat de 0,5.

Efectul de directivitate este cu atît mai mare, cu cît raportul $\frac{L}{\lambda}$ ia valori crescătoare. Pentru a avea o repartizare relativ uniformă a energiei de-a lungul unui dispozitiv, se recomandă ca raportul $\frac{L}{\lambda}$ să fie cuprins între 0,5 și 1, în felul acesta se asigură circa 70—80 % din nivelul maxim al energiei pe o deschidere unghiulară de circa 60° în semispațiu inferior.

Din analiza curbelor de directivitate, se impune condiția necesară pentru injectarea maximului de energie în subsol, ca sensul de ardere să fie întotdeauna spre dispozitivul de receptori. Analiza amplitudinilor reale făcută pe o înregistrare centrală în zona Băbeni, cu sensul de ardere spre canalele 1—24, îndepărtîndu-se deci de canalele 25—48, arată o distribuire a energiei foarte asemănătoare cu cea teoretică ce corespunde raportului $\frac{L}{\lambda} = 1$.

De asemenea se constată defazări asimetrice la canalele extreme și nule la cele care recepționează energia maximă (fig. 20).

3. O altă caracteristică a generării cu cordon detonant este aceea că Geoflexul se comportă ca un sistem interferențional nedirecret avînd o bază = lungimea cordonului și un Δx (distanța între punctele de emisie) = 0; caracteristica sa de atenuare calculată pentru o anumită bază, se convoluează cu caracteristica grupării de geofoni, dînd o rezultantă ce va îmbunătăți substanțial raportul semnal / zgomot (fig. 3).

Programele experimentale efectuate în mai multe etape începînd din anul 1977, au avut ca scop determinarea celor mai buni parametrii de lucru (generare și recepție) în condițiile generării cu cordon detonant. Testele executate în Depresiunea Panonică în zona SOCODOR—VÎRȘAND au pus în evidență posibilitatea obținerii de informații de la obiectivul geologic situat la circa 2,8 s. Pe redările directe (bandă după bandă) se poate remarca variația nivelului de energie și a spectrului de frecvență funcție de configurația punctului de împușcare și de natura solului în care s-a făcut explozia (fig. 4).

Testele de filtraj realizate la calculator, au arătat că cel mai bun filtraj a fost realizat de banda 20—30 Hz pentru semnalele sosite pînă la 1,5 s. La timpi mai mari de 1,5 s, cea mai bună filtrare s-a obținut cu banda 14—20 Hz.

Dată fiind această situație, se recomandă ca în prelucrare să se folosească filtre variabile în timp pentru omogenizarea trasei (fig. 5).

Tabloul de unde înregistrat în zona Est Oradea pe valea Crișului Repede, în condiții seismogeologice de suprafață și adîncime dificile, arată existența unui strat refractator cu o viteză relativ rapidă (2900 m/s) sub care se situează un alt strat mai lent avînd o viteză de 1900 m/s — 2000 m/s. Se constată de asemenea un zgomot organizat cu viteze apa-

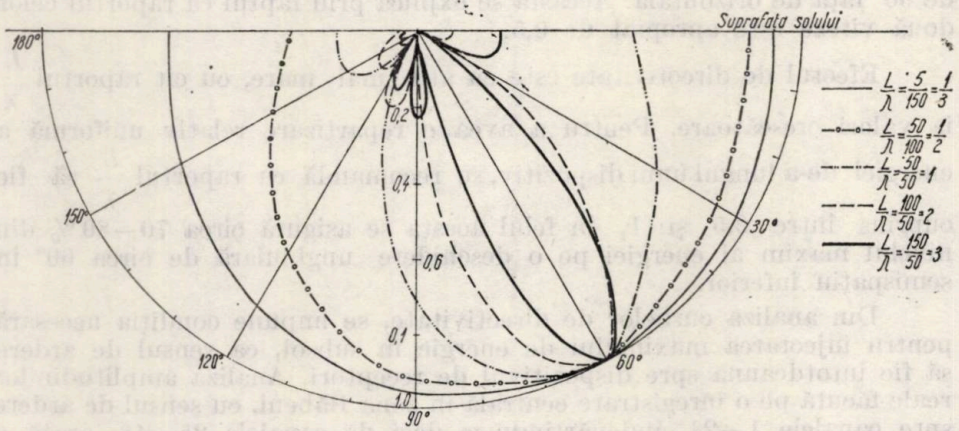


Fig. 2a. — Răspuns de directivitate pentru diferite rapoarte dintre lungimea geoflexuului şi lungimea de undă a semnalului.

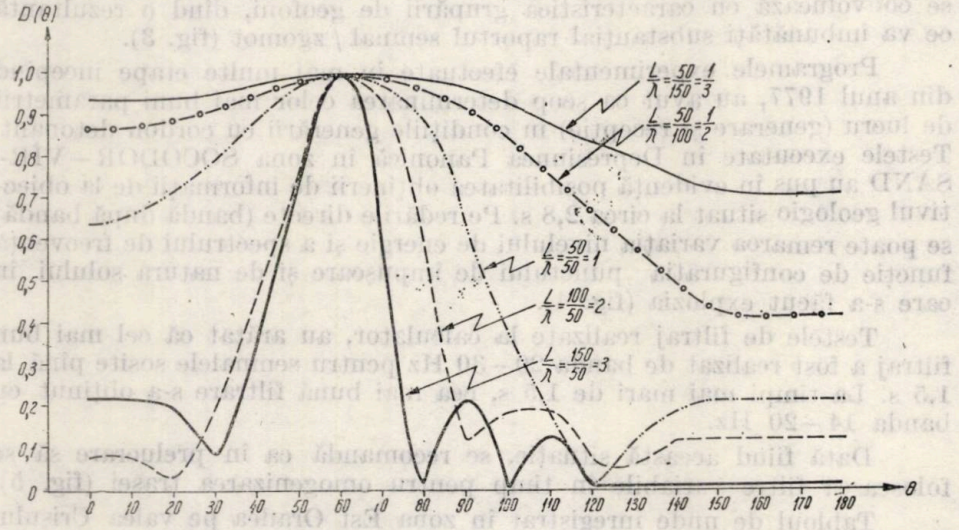


Fig. 2b. — Reprezentarea răspunsului de directivitate în funcţie de unghiul θ.

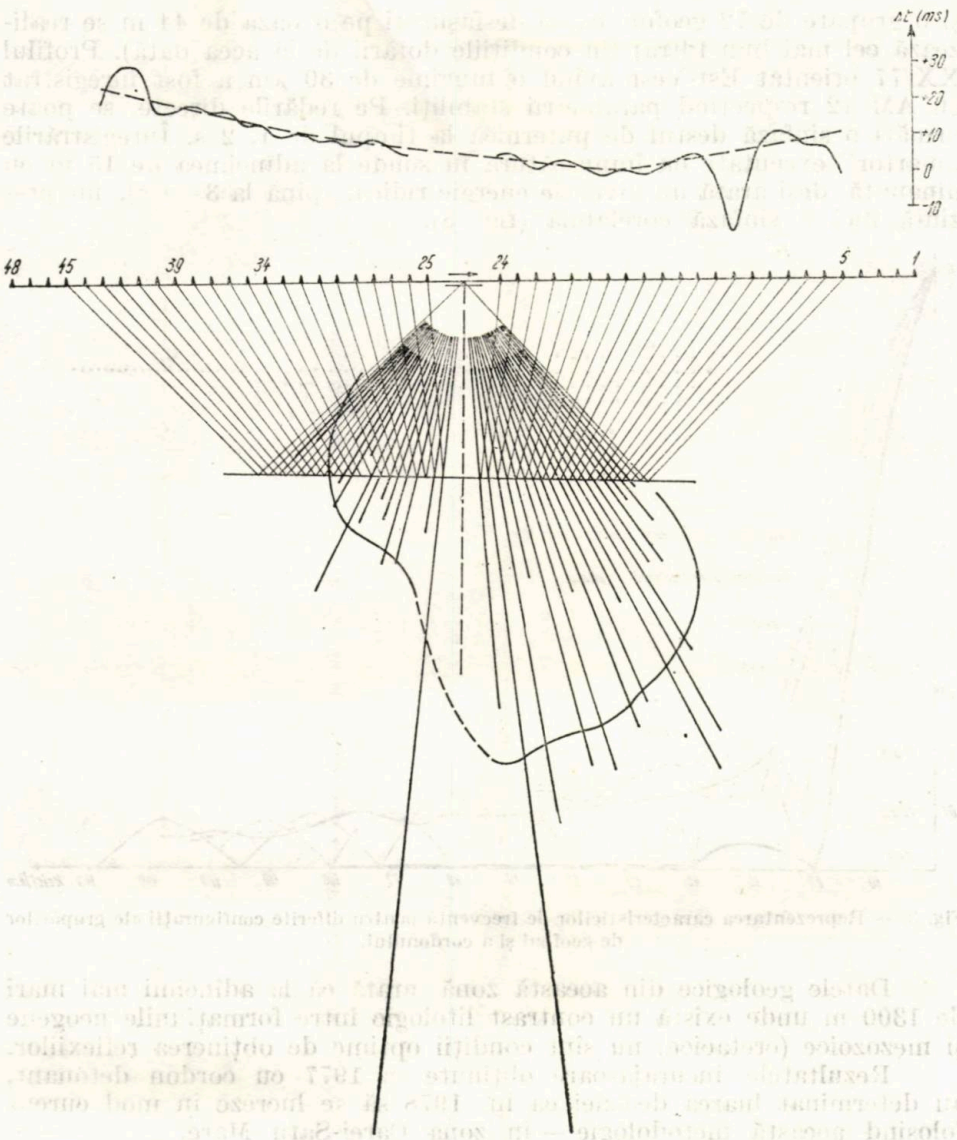


Fig. 2c. — Caracteristica de amplitudine și fază pentru cordon detonant determinată experimental (zona Băbeni).

rente cuprinse între 1400 m/s și 340 m/s, aceasta din urmă aparținînd undei sonore (fig. 6).

Reprezentarea spectrului de frecvență în planul bidimensional K, F arată o concentrare mai mare a energiei în zona frecvențelor joase și către viteze aparente relativ mici (fig. 7).

Testele la împușcare pentru determinarea parametrilor optimi de lucru, au arătat că prin folosirea unei linii de 100 m de cordon detonant

şi o grupare de 12 geofoni/canal desfăşuraţi pe o bază de 44 m se realizează cel mai bun filtraj (în condiţiile dotării de la acea dată). Profilul XX/77 orientat Est-Vest avînd o lungime de 30 km a fost înregistrat cu AM 12 respectînd parametrii stabiliţi. Pe redările directe, se poate urmări o sinfază destul de puternică la timpul de 1, 2 s. Înregistrările „martor" executate cu împuşcătura în sonde la adîncimea de 15 m cu dinamită, deşi arată un nivel de energie ridicat (pînă la 3—4 s), nu prezintă nici o sinfază corelabilă (fig. 8).

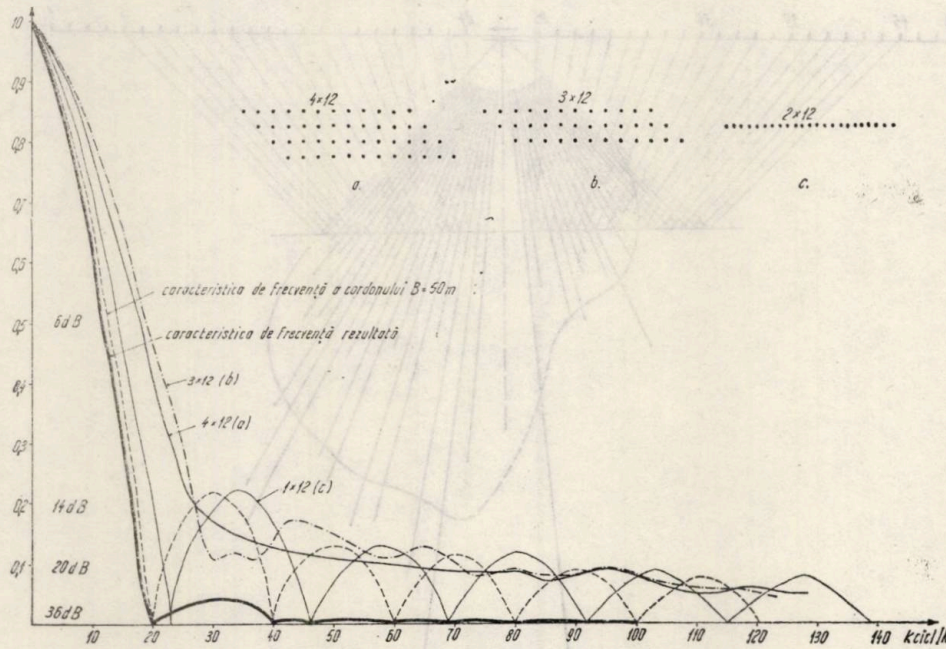


Fig. 3. — Reprezentarea caracteristicilor de frecvenţă pentru diferite configuraţii ale grupărilor de geofoni şi a cordonului.

Datele geologice din această zonă, arată că la adîncimi mai mari de 1300 m unde există un contrast litologic între formaţiunile neogene şi mezozoice (cretacice) nu sînt condiţii optime de obţinerea reflexiilor.

Rezultatele încurajatoare obţinute în 1977 cu cordon detonant, au determinat luarea deciziei ca în 1978 să se lucreze în mod curent folosind această metodologie — în zona Carei-Satu Mare.

Tabloul de unde înregistrat în zona Carei evidenţiază o serie de orizonturi corelabile pînă la timpul de 1,7 s. Pe dispozitivele apropiate, se remarcă existenţa unui fond perturbator organizat cu viteze aparente cuprinse între 200 m/s şi 340 m/s.

Acelaşi fond perturbator dar cu o energie mai mică, poate fi observat şi pe tabloul de unde înregistrat în condiţiile exploziei în sonde cu dinamită în aceeaşi zonă. Corelabilitatea semnalelor utile însă este mai slabă decît cea obţinută cu cordon detonant (fig. 9).

Reprezentarea spectrului de amplitudine în planul bidimensional $K.F$ pentru cele două înregistrări ne dă posibilitatea să con-

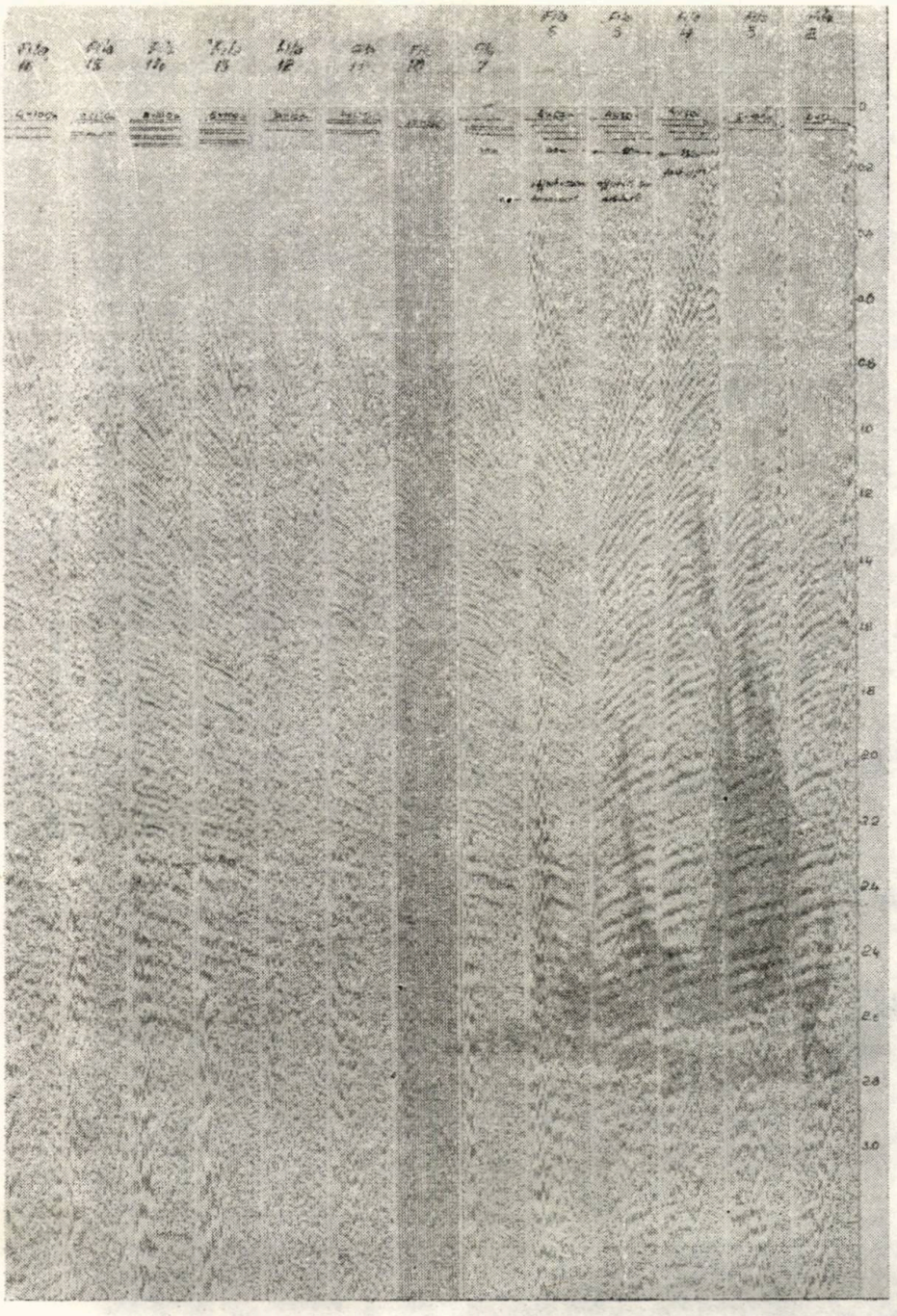


Fig. 4. — Geoflex — zona **Socodor** Vărşand. Redări directe ale înregistrărilor obţinute cu diferite configuraţii ale punctelor de împuşcare.

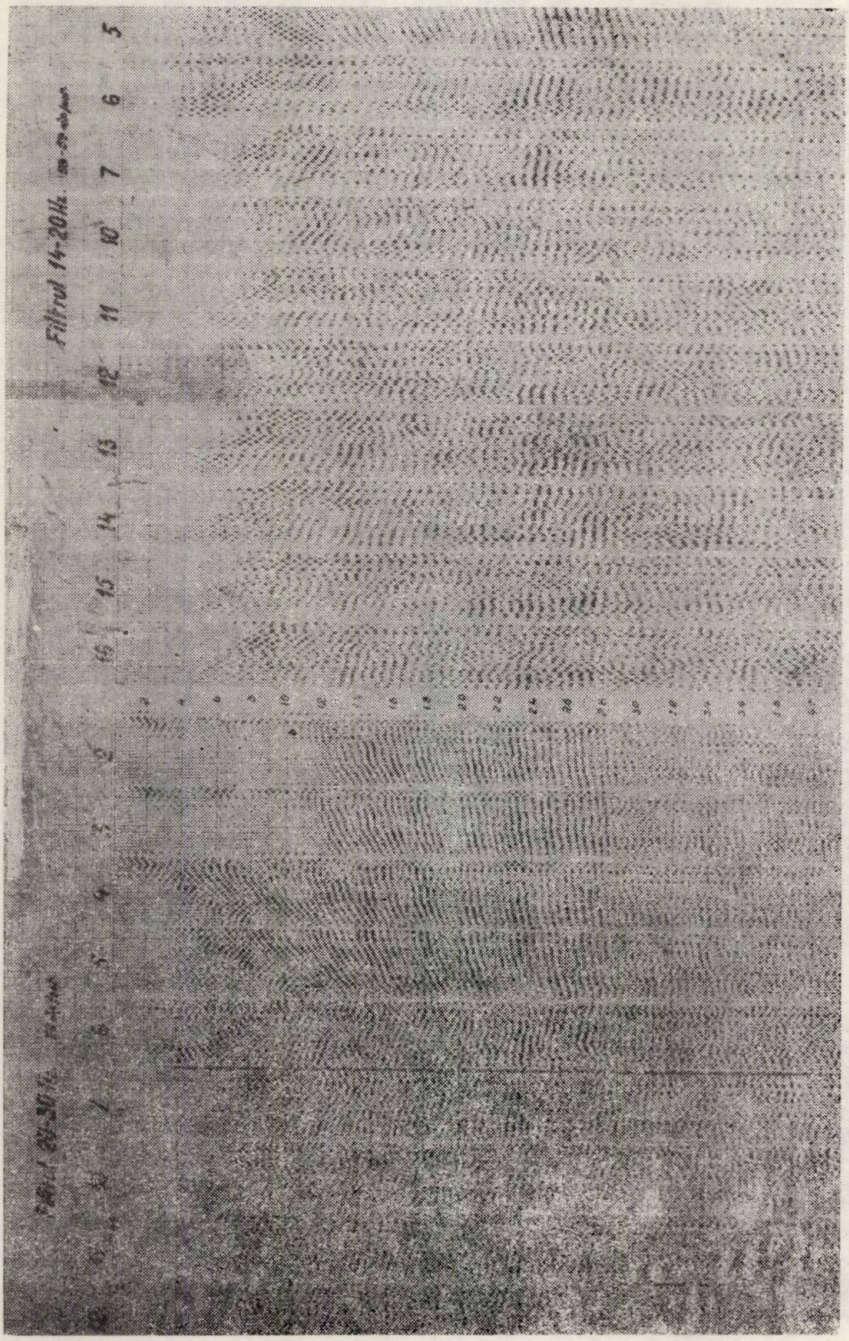


Fig. 5. — Geoflex teste de filtraj

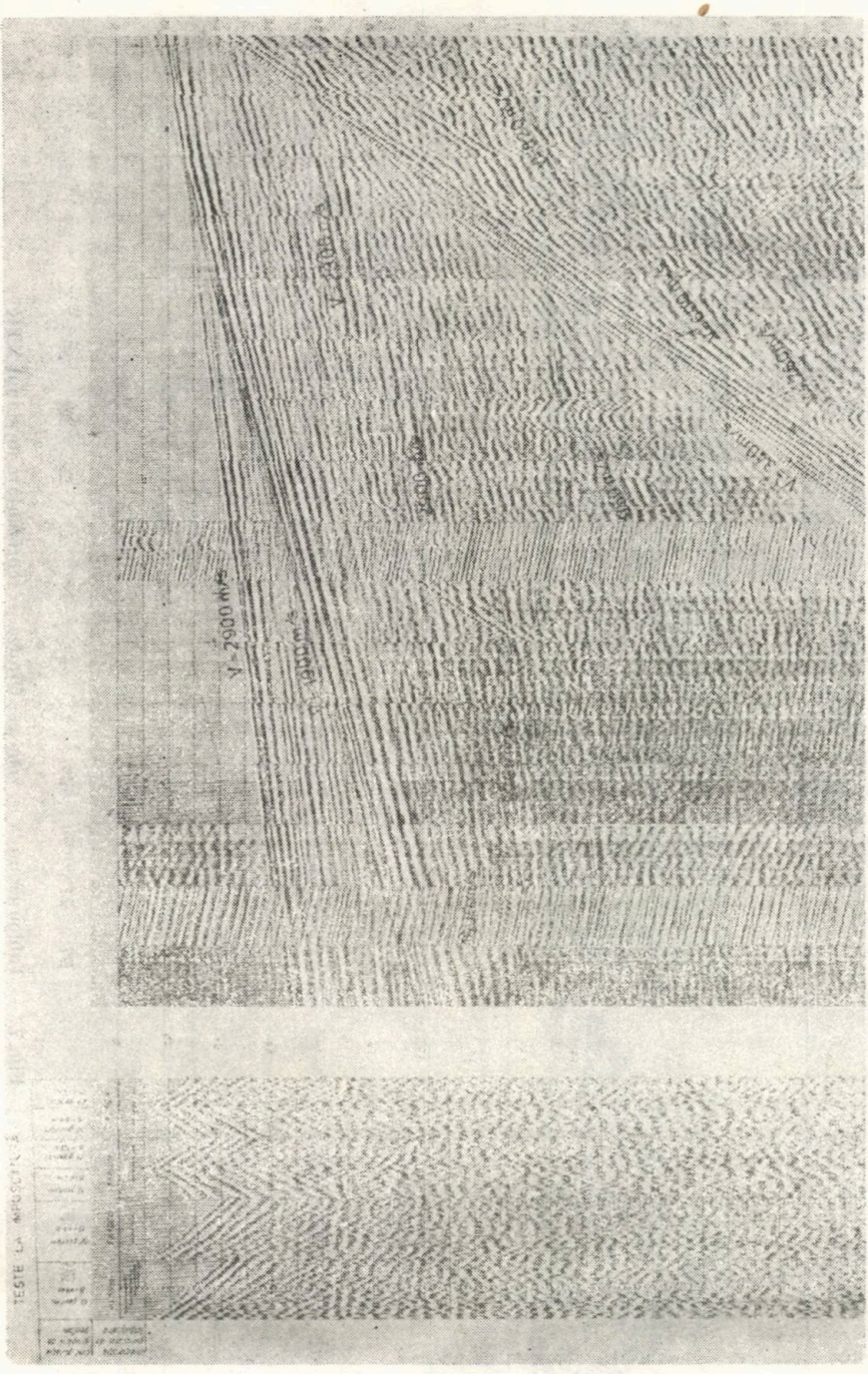


Fig. 6. — Geoflex — tablou de unde în zona est Oradea.

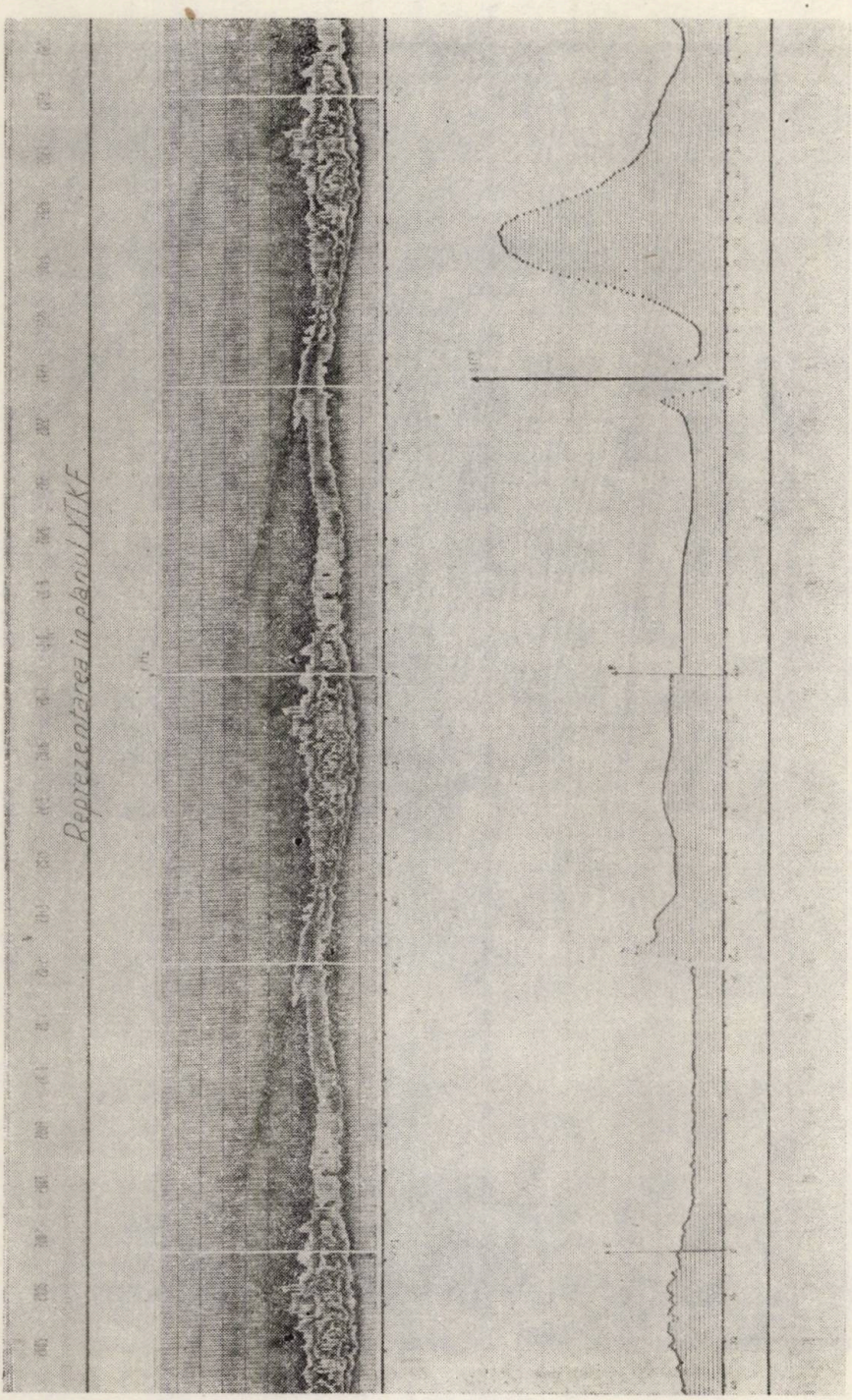


Fig. 7. — Tablou de undă — zona est Oradea — reprezentare în planul XTKF.

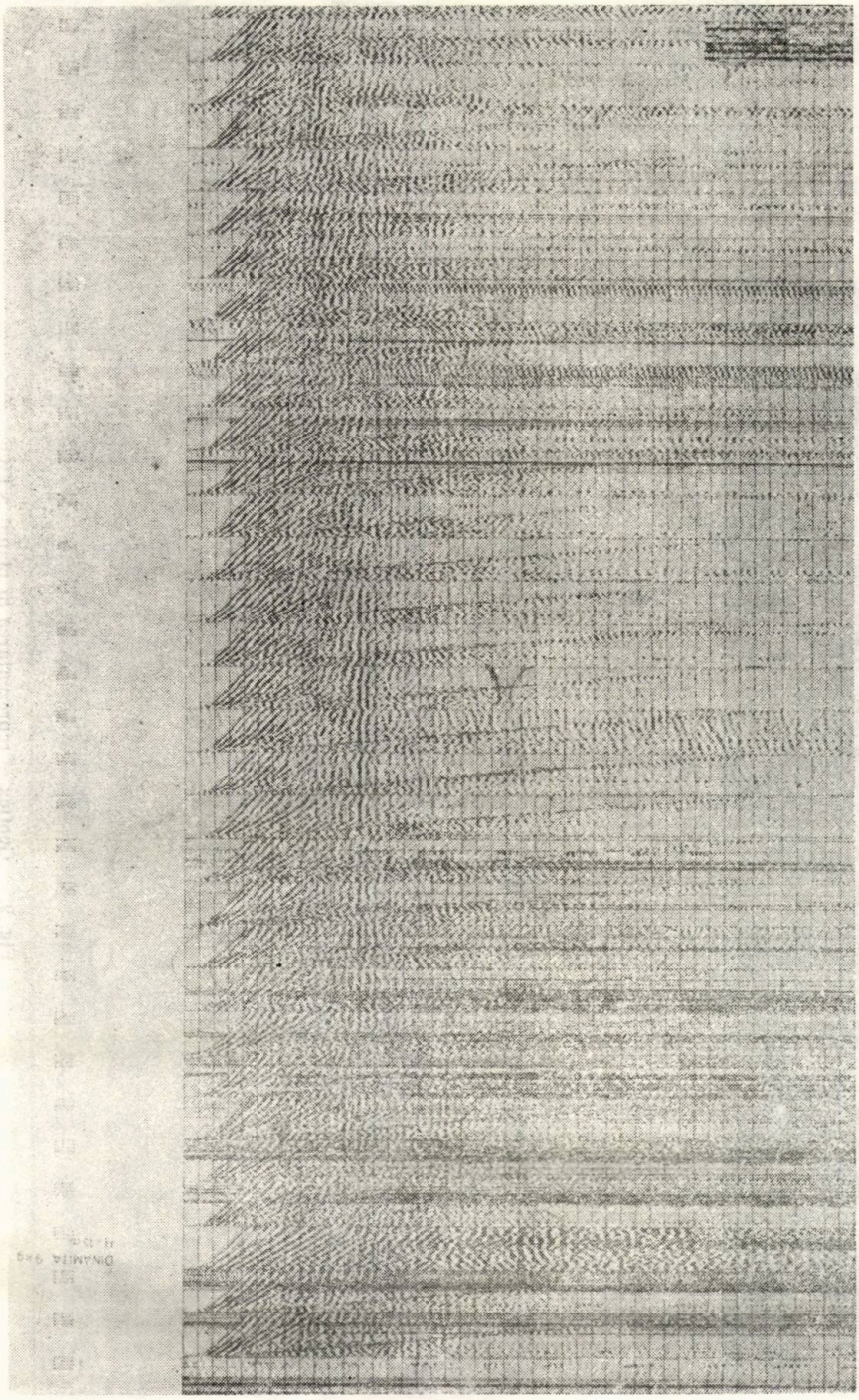


Fig. 8. — Geoflex — redări directe 100×20 gr/m prof. XX/77.

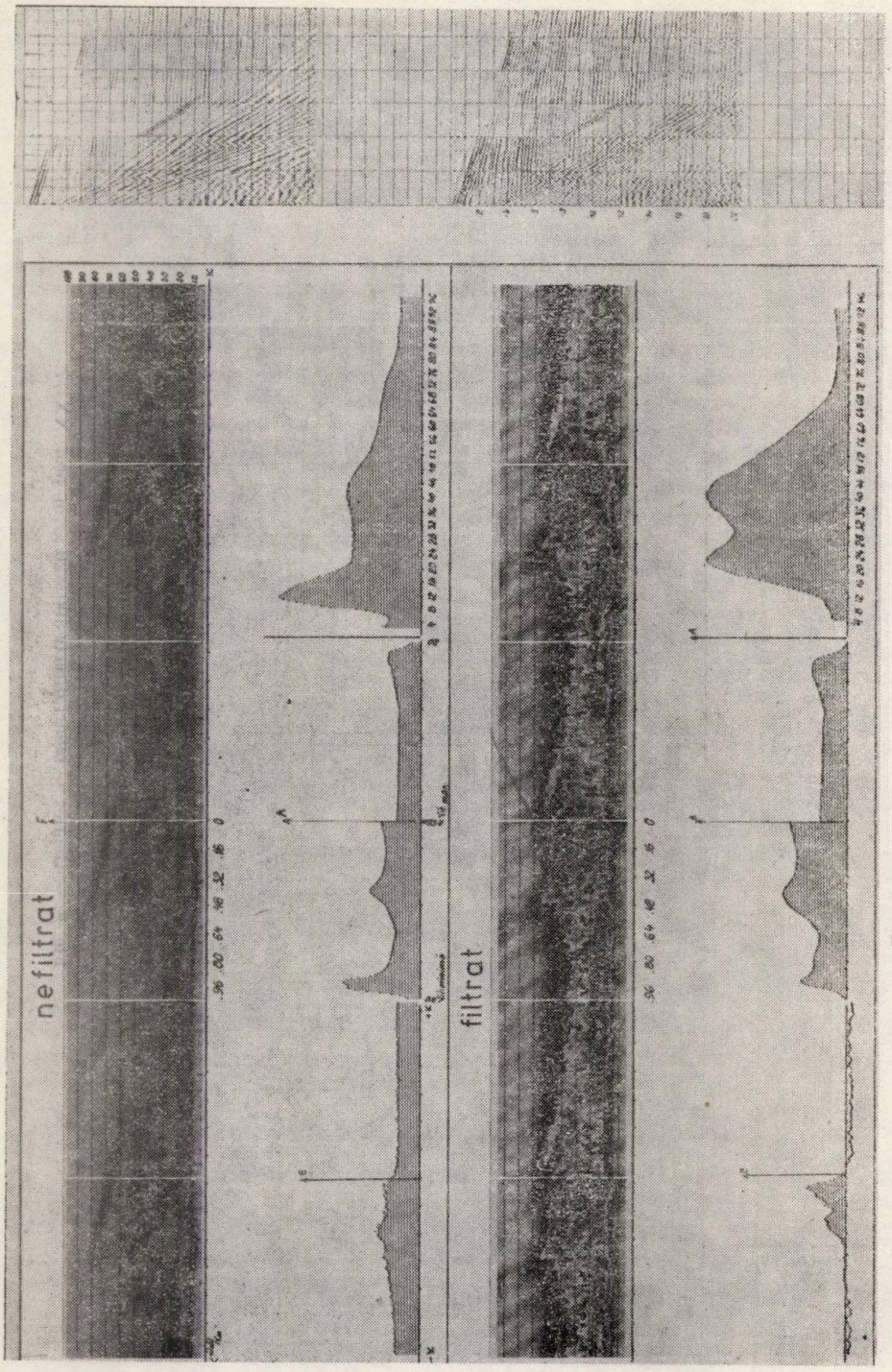


Fig. 9. — Geoflex — reprezentarea în planul XTKF.

statăm diferențe nete în ceea ce privește repartizarea amplitudinilor funcție de numărul de undă. Astfel, în timp ce înregistrările cu cordon prezintă o separare foarte clară a energiei evenimentelor după viteza aparentă, înregistrările cu dinamită au o separare mai puțin tranșantă — avînd un aspect mai difuz în special după filtrare (fig. 10).

Apariția celui de-al doilea maxim în reprezentarea spectrului de frecvență la înregistrarea cu cordon, denotă îmbogățirea acestuia cu componente de frecvență înaltă, cu consecințe pozitive pentru creșterea puterii de rezoluție în prospecțiunea seismică. Lucrul acesta se poate constata și pe secțiunile însumate cu cordon detonant.

Deoarece nivelul de energie generat cu cordon este foarte mic în comparație cu dinamita explodată în sonde, s-a căutat ca această energie să fie întărită la recepție. Pentru aceasta s-au făcut teste la împușcătură pentru trei tipuri de grupări de geofoni și anume :

Trasele 1 — 8 — grupare de 48 geofoni pe canal dispuși în suprafață după un paralelogram ;

Trasele 9 —16 — o grupare de 48 geofoni/canal ponderați

Trasele 17—24 — o grupare de 24 geofoni în linie (figurile 11 și 12).

Din redarea directă nefiltrată, se constată că pe toate trei dispozitivele înregistrate simultan se realizează un filtraj în număr de undă destul de bun pînă la timpul de 1,7 s după care se produce o scădere rapidă a raportului semnal/zgomot ne mai putîndu-se urmări semnalele utile care există la timpii de 1,8 s și 2,2 s. După timpul de 1,7 s se remarcă prezența unui fond perturbator de foarte joasă frecvență, cu un nivel de energie extrem de ridicat. Semnalul de la 1,8 s se poate urmări mai bine pe primele 8 trase cu gruparea geofonilor în suprafață. Făcînd analiza aceluiași semnal, se poate constata și influența efectului de directivitate pe care-l are cordonul atunci cînd se schimbă sensul de ardere față de dispozitivul de receptori.

Lucrul acesta apare mult mai clar pe redarea filtrată cu banda de frecvențe de 20—60 Hz (fig. 12). Fondul perturbator a fost atenuat, punîndu-se în evidență reflexia de la 2,2 s care nu se distinge pe redarea nefiltrată.

Analizînd această reflecție, se poate vedea foarte bine influența efectivului de directivitate la întărirea semnalului cînd arderea explozivului se face de-a lungul dispozitivului de înregistrare și nu perpendicular pe acesta (vezi filele 15, 16, 17 din fig. 12).

Analizele asupra amplitudinii lor după compensarea cîștigului făcut la calculator pentru diferitele configurații ale punctului de împușcare, arată o creștere constantă a acestora funcție de cantitatea de cordon explodat avînd tendința să se stabilizeze pe un palier începînd de la cantitatea 6 × 50 m (fig. 13 a, b, c, d).

Pe graficele respective se poate constata diferența nivelului de energie pentru aceeași cantitate de exploziv 2 × 50 m față de 100 m explodată în două sonde sub limita ZVM la adîncimea de 8 m. Raportul este de 280/70 sau 600/200 în favoarea exploziei sub ZVM. De aici se poate trage concluzia că în această zonă, neluînd în seamă celelalte fenomene, zona de alterație contribuie într-un procent de circa 30% în procesul de absorbție a energiei semnalului.

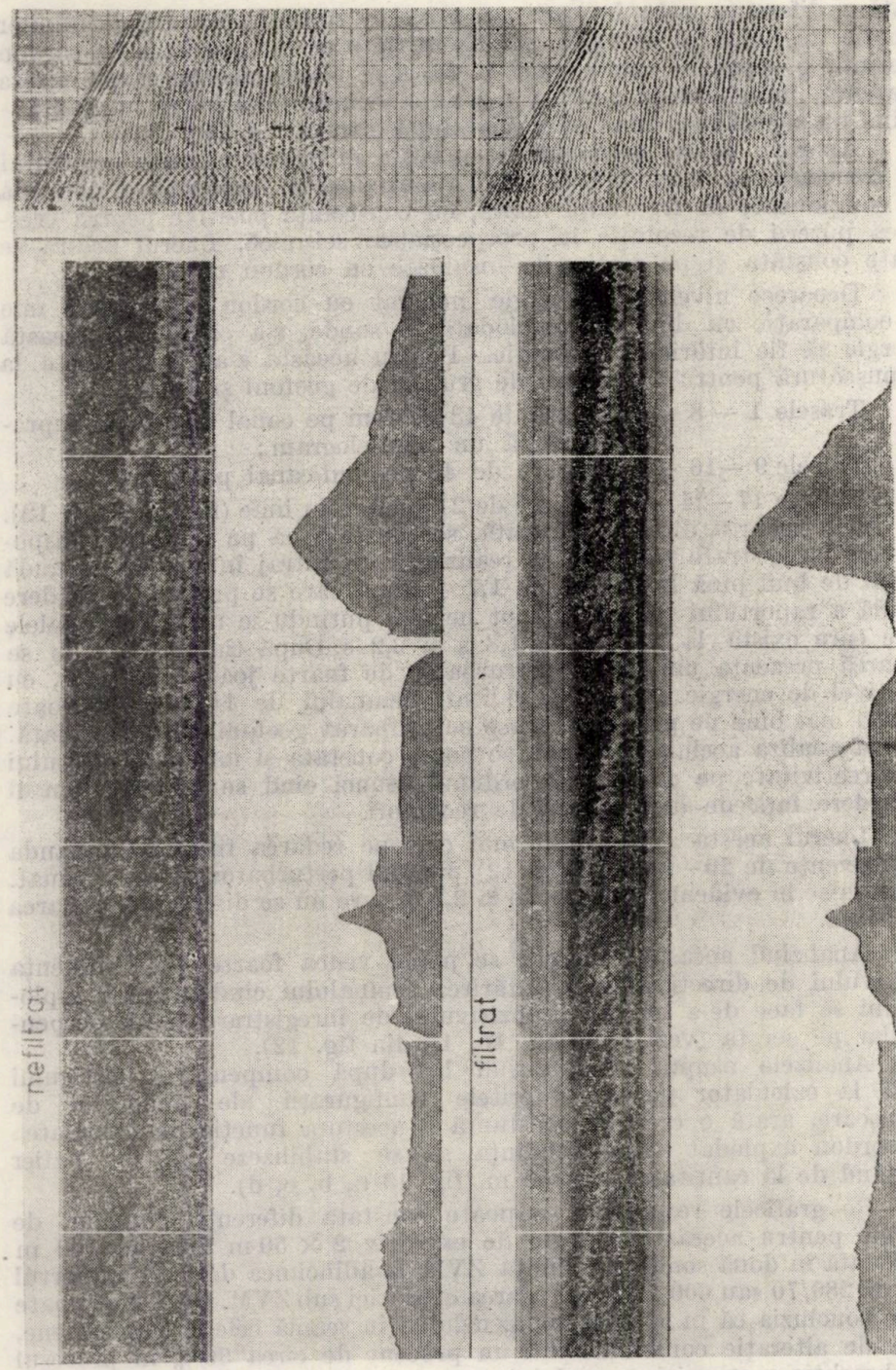


Fig. 10. — Dinamită. Reprezentarea în planul XTKF.

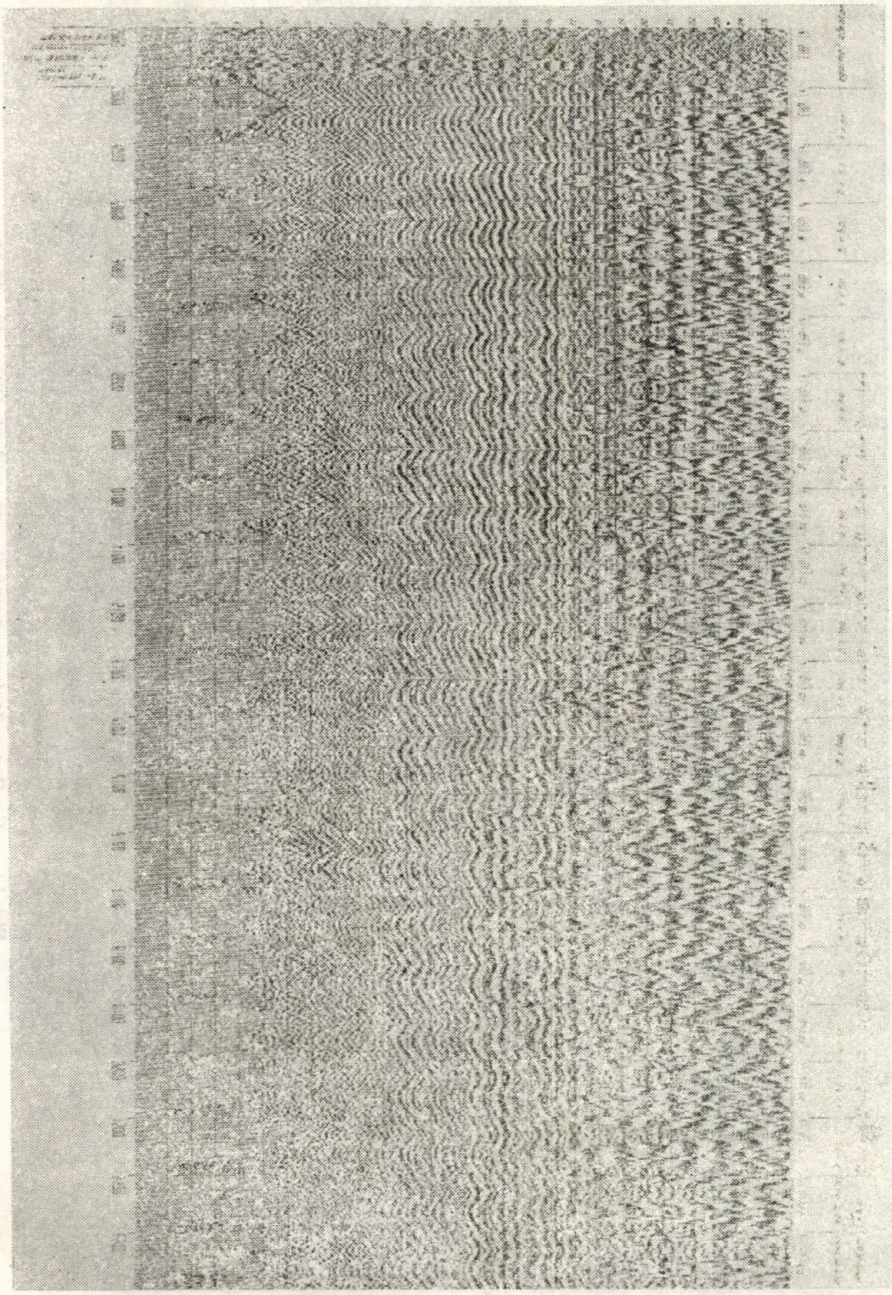


Fig. 11. — Testarea grupărilor de geofoni-nefiltrat.

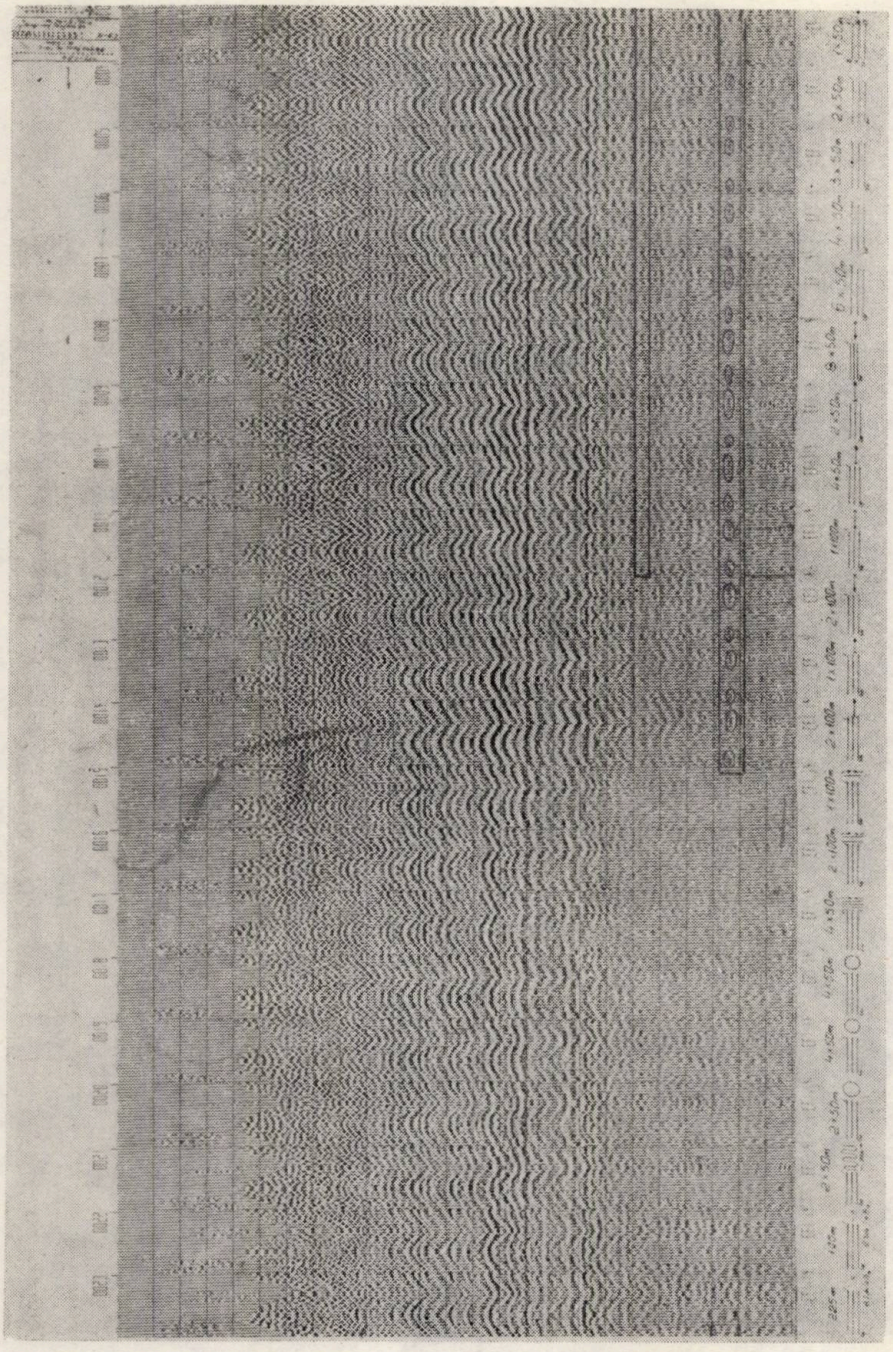


Fig. 12. — Geoflex — testarea grupărilor de geofoni. Filtru 20—60 Hz.

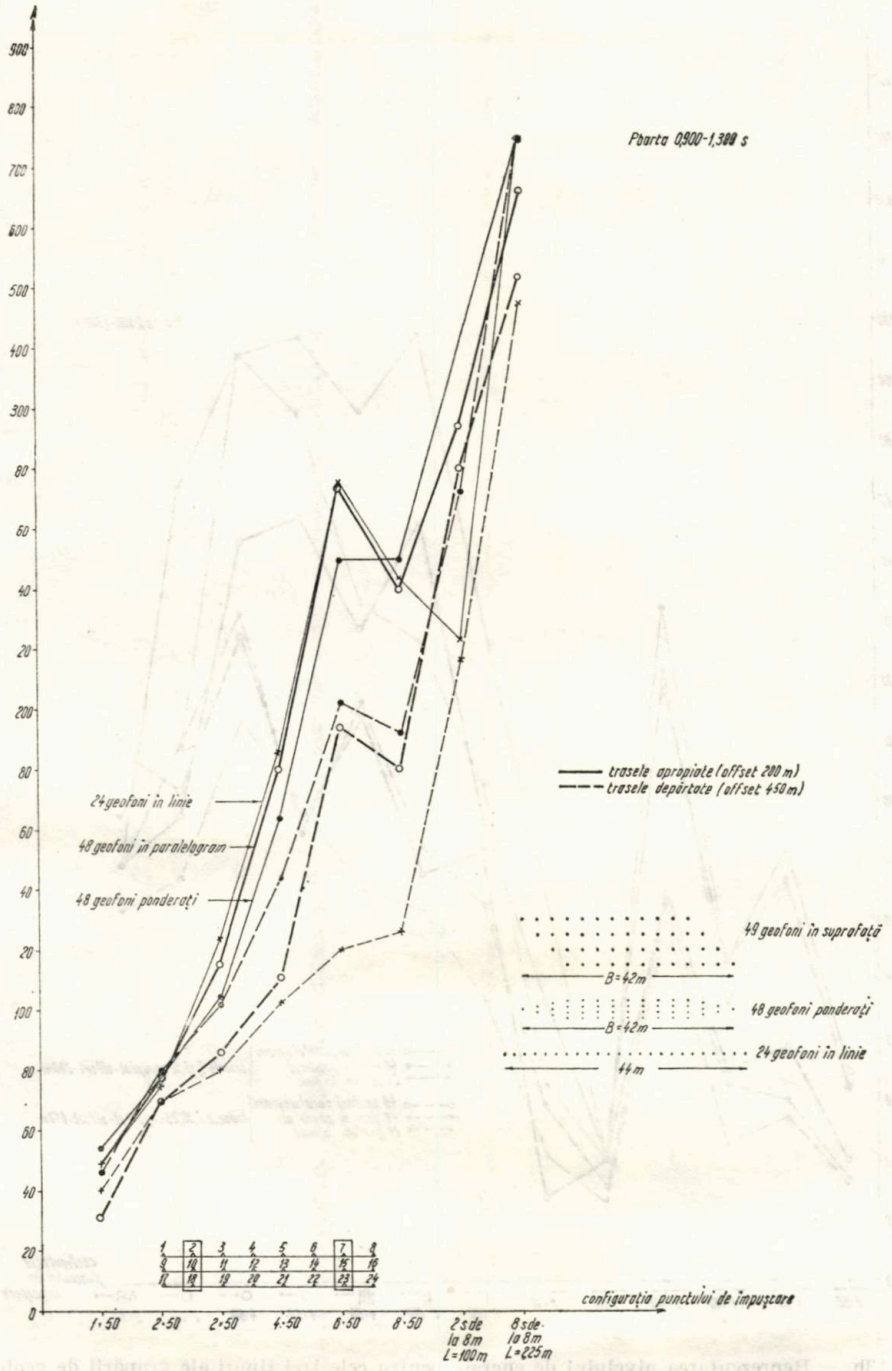


Fig. 13a. — Reprezentarea nivelului de energie pentru cele trei tipuri ale grupării de geofoni în condițiile schimbării cantității de exploziv.

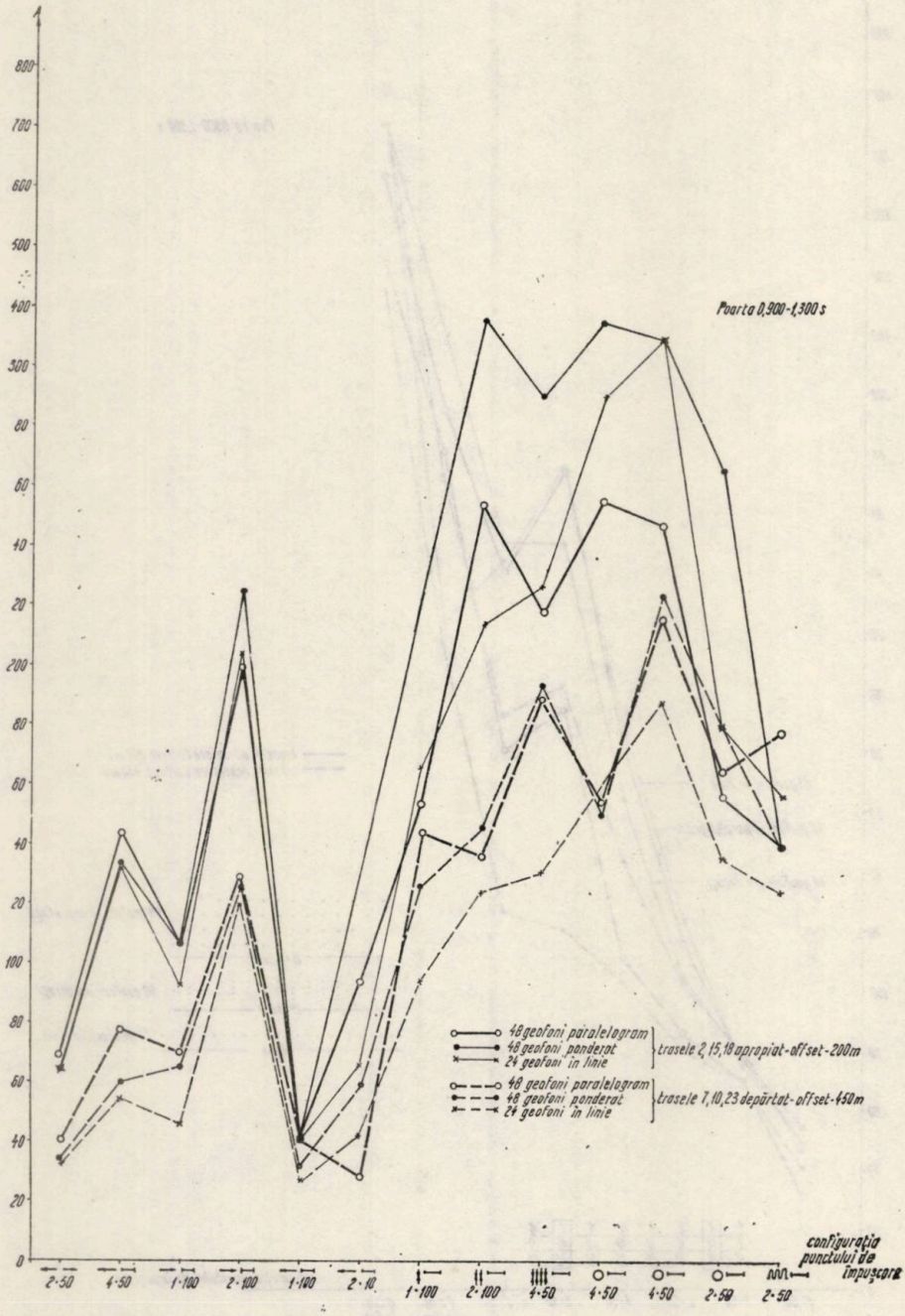


Fig. 13b. — Reprezentarea nivelului de energie pentru cele trei tipuri ale grupării de geofoni în condiţiile schimbării sensului de ardere al cordonului detonant.

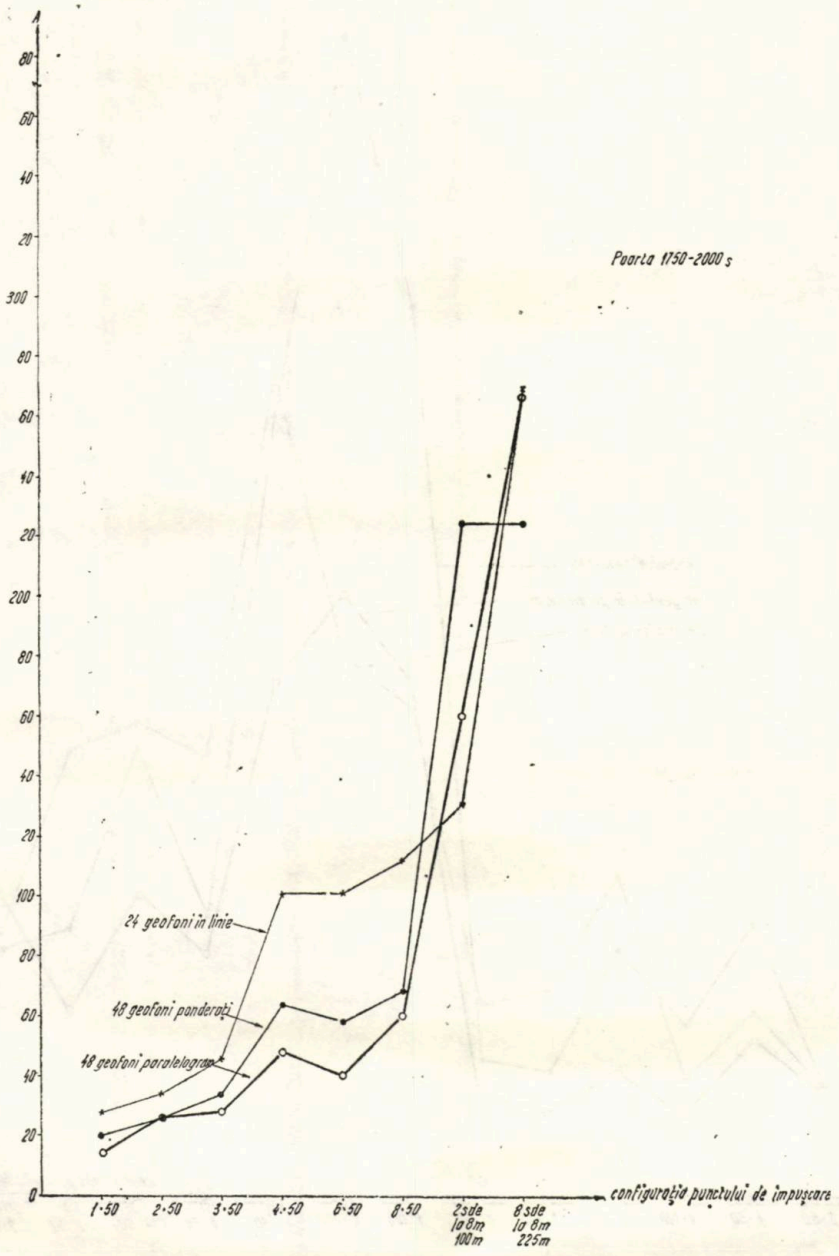


Fig. 13c. — Reprezentarea nivelului de energie pentru cele trei tipuri de grupări de geofoni în condițiile schimbării cantității de exploziv.

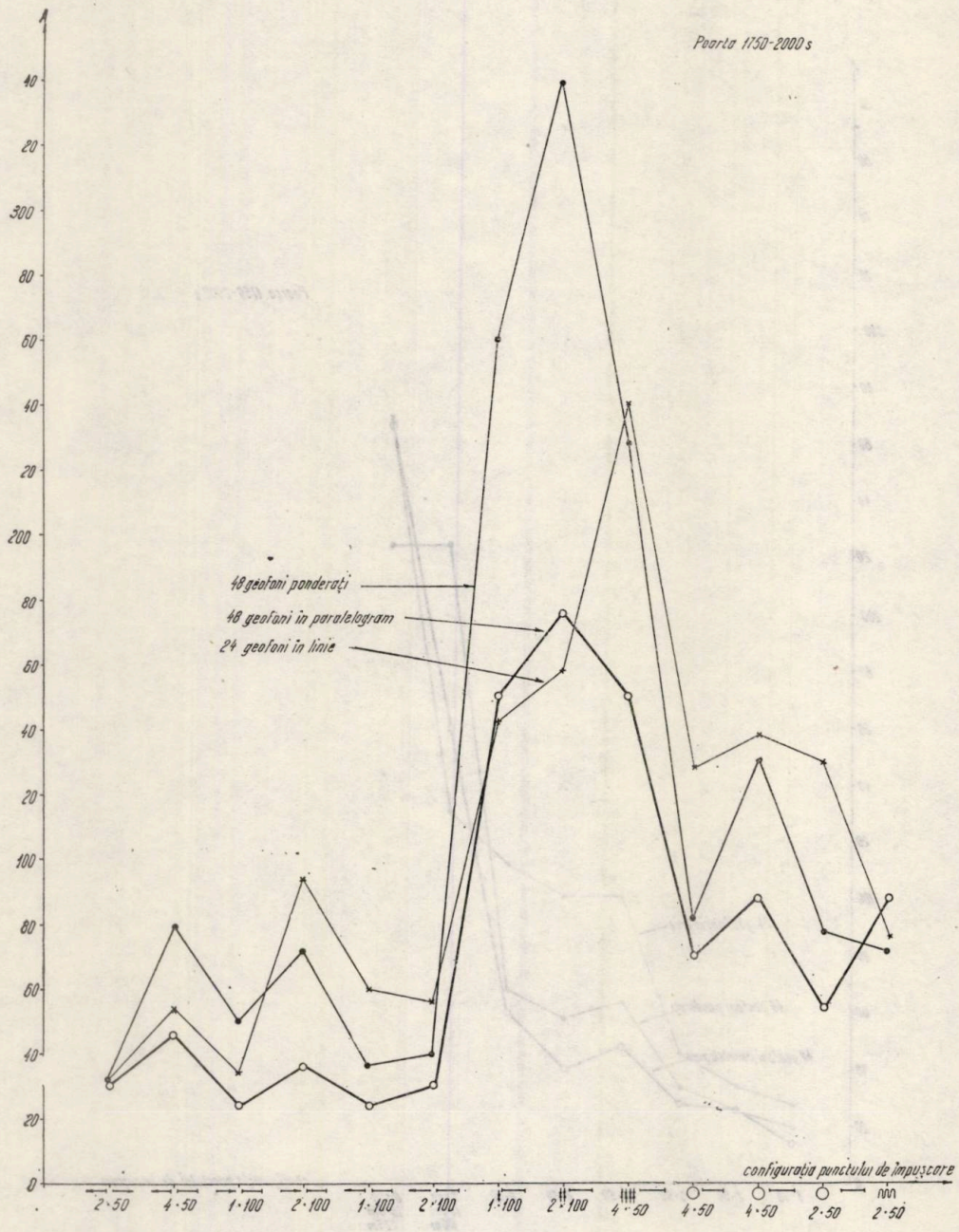


Fig. 13d. — Reprezentarea nivelului de energie pentru cele trei tipuri ale grupării de geofoni în condițiile schimbării sensului de ardere al cordonului detonant.

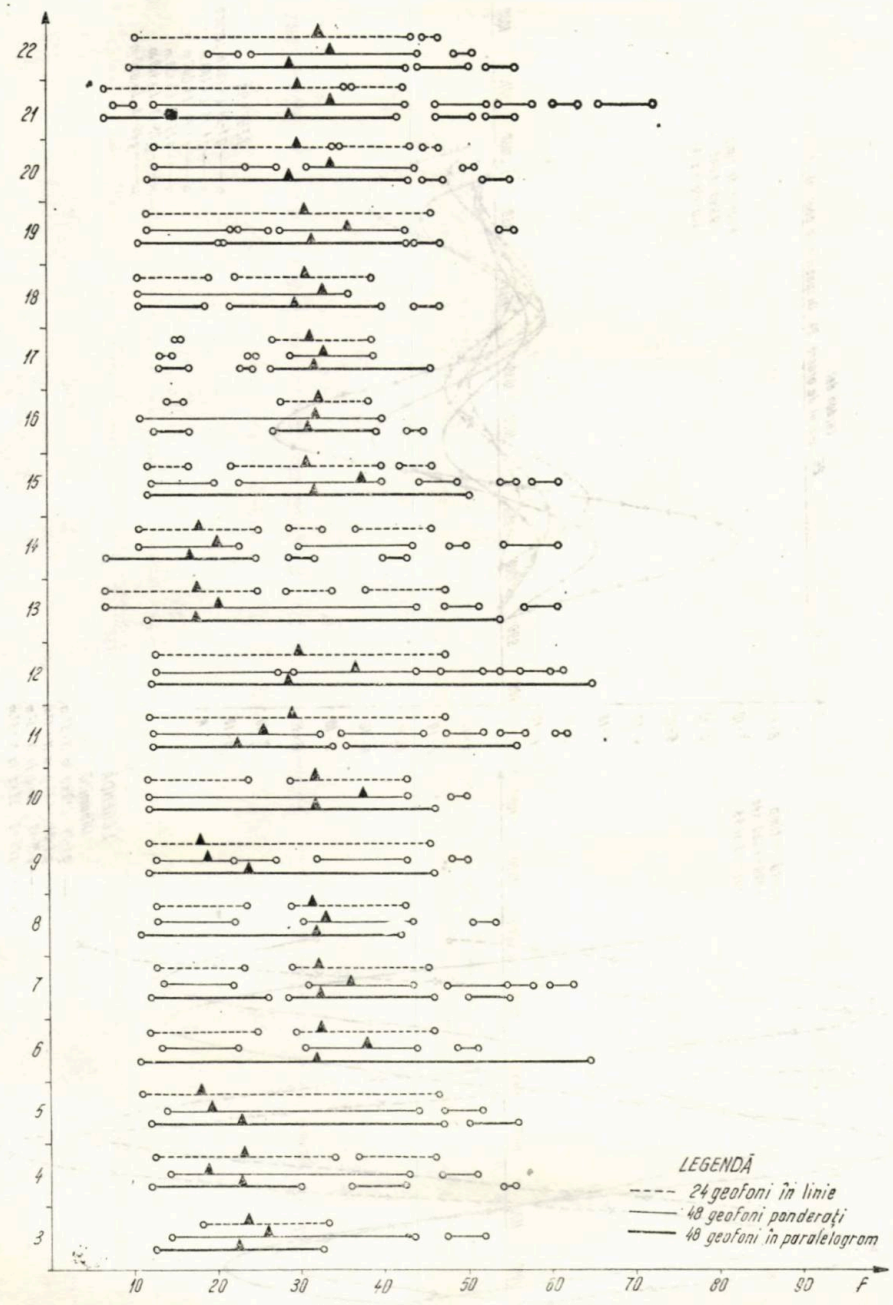


Fig. 14. — Reprezentarea lărgimii spectrului de putere și a amplitudinii naxime la un nivel de atenuare de 9 dβ (0,3) în funcție de configurația grupării de geofoni și a punctelor de impușcare.

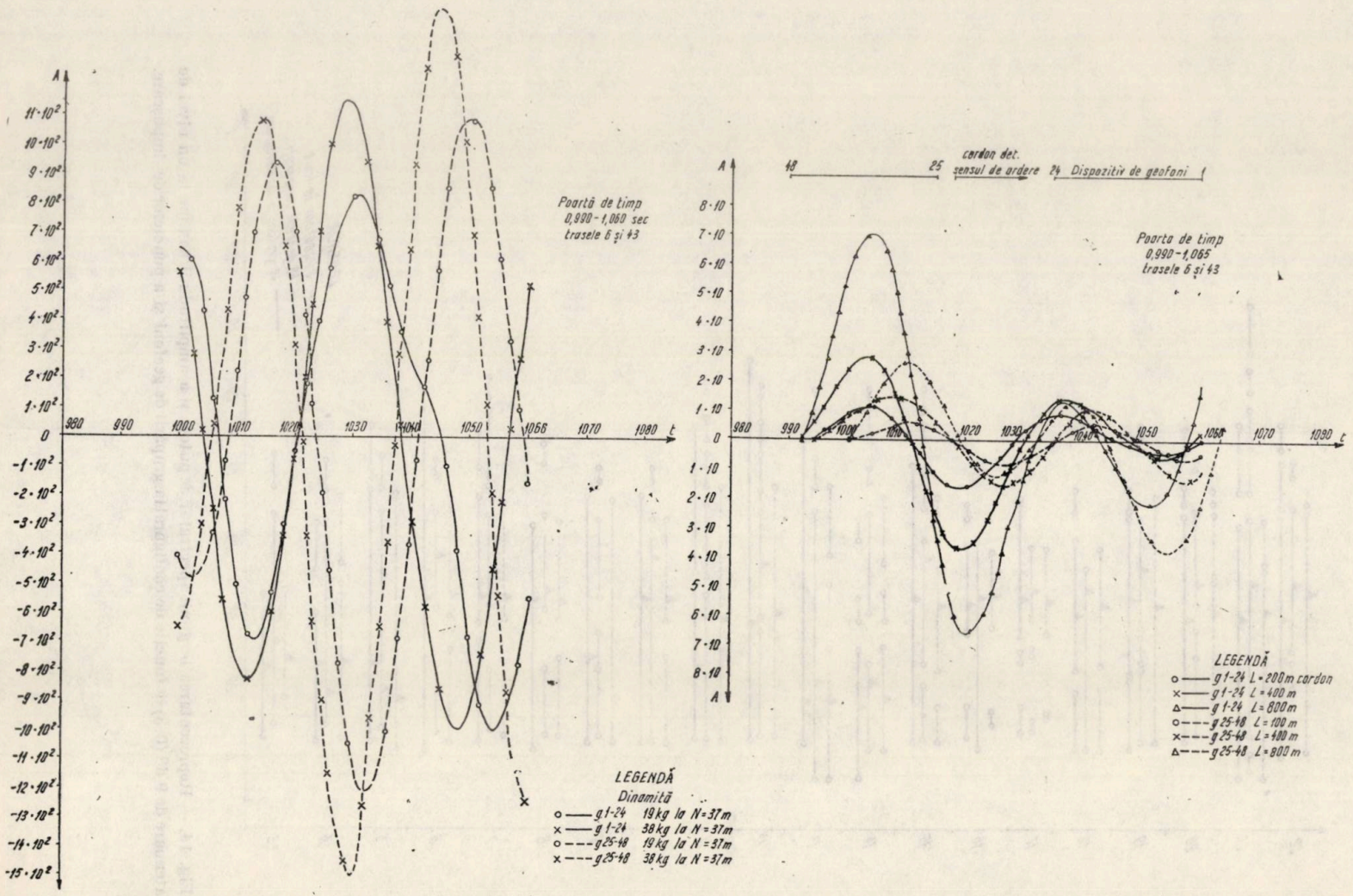

A
t
Poartă de timp
0,990 - 1,060 sec
trasele 6 și 43
LEGENDĂ
Dinamită
g 1-24 19 kg la N = 37 m
g 1-24 38 kg la N = 37 m
g 25-48 19 kg la N = 37 m
g 25-48 38 kg la N = 37 m
cordon det.
sensul de ardere
Dispozitiv de geofoni
Poarta de timp
0,990 - 1,065
trasele 6 și 43
LEGENDĂ
g 1-24 L = 200 m cordon
g 1-24 L = 400 m
g 1-24 L = 800 m
g 25-48 L = 100 m
g 25-48 L = 400 m
g 25-48 L = 800 m

Fig. 15. — Geoflex — reprezentarea formei de semnal și a nivelului de energie în condițiile schimbării sensului de ardere față de dispozitivul de

Pe același grafic se poate urmări și variația amplitudinilor funcție de distanța pînă la trasa analizată; acestea se găsesc în raportul de $\frac{270}{200}$ în defavoarea trasei îndepărtate.

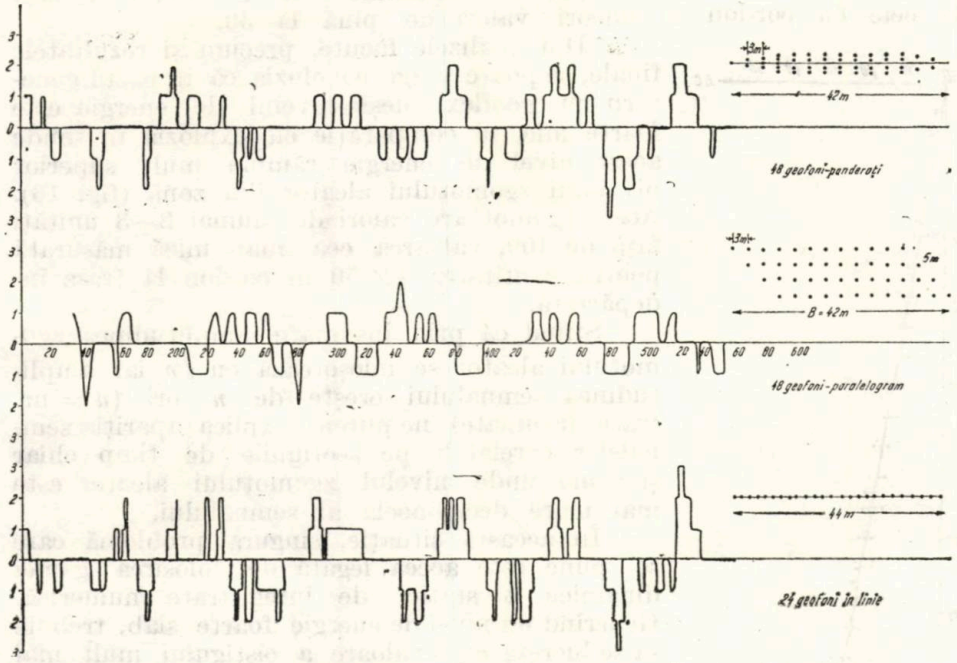


Fig. 16 — Zgomot aleator-amplitudini reale — zona Carei — Satu Mare.

De asemenea, în ceea ce privește nivelul amplitudinilor pentru trasele cu diferite grupări de geofoni, se constată că acestea se mențin aproximativ la aceeași valoare pentru toate configurațiile punctului de împușcare. Diferențe sesizabile se remarcă în special pentru trasele îndepărtate în sensul că gruparea liniară de 24 geofoni pe canal arată amplitudini mai mici cu circa 30% decît valoarea amplitudinilor la trasele cu gruparea de 48 geofoni ponderați.

Pe aceleași înregistrări s-au făcut și analize de frecvență, ale căror reprezentări se găsesc în figura 14, unde pe abscisă s-a trecut banda de frecvență rezultată din secționarea spectrului de putere cu o linie trasată la nivelul de atenuare de 9dβ (0,3) precum și poziția amplitudinii maxime, iar pe ordonată numărul de filă ce corespunde diferitelor puncte de împușcare. Se constată că nivelul maxim de energie este cuprins între 15 Hz și 55 Hz iar amplitudinile maxime se situează pe o bandă îngustă centrată la frecvența de 35 Hz. Fac excepție înregistrările de la filele 9,13 și 14 unde predomină frecvențele mai joase și care corespund exploziilor cu sens de ardere a cordonului îndepărtîndu-se de dispozitivul de receptori.

Diferențele dintre nivelul de energie obținut prin generarea cu dinamită în sonde și cordon detonant, precum și nivelul de energie

injectat în condiţiile schimbării sensului de ardere faţă de dispozitivul de receptori, sînt ilustrate în graficele de formă a semnalului în poarta — 0,900—1,60 s obţinute în urma prelucrării înregistrărilor din zona Băbeni pe Valea Oltului (fig. 15).

Se constată că raportul amplitudinilor de la dinamită faţă de cele cu cordon ia uneori valori de pînă la 30.

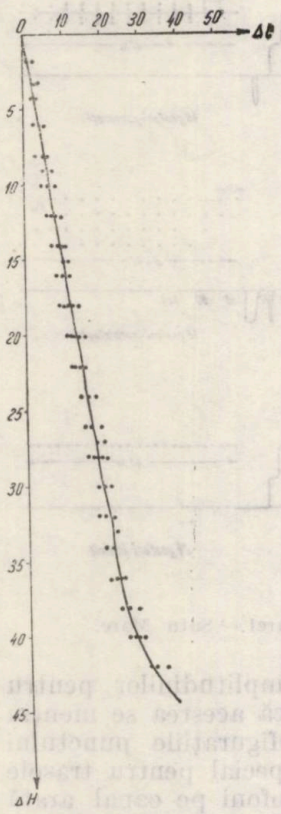


Fig. 17. — Curba medie $\Delta H = f(\Delta T)$ folosită la calculul corecţiilor statice.

Din analizele făcute, precum şi rezultatele finale, se poate trage concluzia că în cazul generării cu geoflex, deşi nivelul de energie este foarte mic, în comparaţie cu explozia în sonde acest nivel de energie rămîne mult superior nivelului zgomotului aleator din zonă (fig. 16). Acest zgomot are valori de numai 2—3 unităţi faţă de 100, valoarea cea mai mică măsurată pentru cantitatea 4 × 50 m cordon la trasa îndepărtată.

Ştiind că prin însumare amplitudinea zgomotului aleator se micşorează cu $\sqrt{n}$ iar amplitudinea semnalului creşte de n ori (n = nr. trase însumate) ne putem explica apariţia semnalelor corelabile pe secţiunile de timp chiar şi acolo unde nivelul zgomotului aleator este mai mare decît acela al semnalului.

În această situaţie, singura problemă care se pune este aceea legată de folosirea gamei dinamice a staţiei de înregistrare numerică. Generînd un nivel de energie foarte slab, trebuie să se lucreze cu o valoare a cîştigului mult mai mare pentru amplificarea semnalului. Listările de cîştig pentru înregistrările cu dinamită sînt de ordinul $2^5 - 2^7$ în timp ce la cordonul detonant acestea iau valori de peste 2^{10}. Aceasta însemnează că gama dinamică a unei staţii digitale cu virgula mobilă, se reduce în limitele $2^{10}—2^{15}$ reducîndu-se astfel posibilitatea manevrării amplitudinilor în afara acestei game.

Date fiind aceste condiţii, deşi nu s-a făcut o prelucrare specială a înregistrărilor obţinute u cordon detonant, s-au obţinut în zona Carei—Satu Mare secţiuni de timp care prezintă un nivel de energie şi o corelabilitate cel puţin tot atît de bună cu acelea obţinute cu dinamită în sonde.

Corecţii. În lipsa măsurătorilor timpilor verticali la fiecare punct de împuşcare (cum se obţin în cazul exploziei în sonde cu dinamită), tehnica folosirii cordonului detonant impune luarea unor măsuri mai atente pentru investigarea regimului vitezelor mici de la suprafaţă. Lucrul acesta se realizează prin executarea unor microseismocarotaje care să intercepteze altitudinea planului de referinţă la care se fac corecţiile.

Densitatea acestora de-a lungul profilului se stabilește în funcție de condițiile specifice din zonă, în special funcție de relieful morfologic. Dacă acesta nu prezintă denivelări iar zona de viteze mici este relativ constantă, se poate realiza o curbă de corecții medie $\Delta H = f(\Delta t)$ folosind măsurătorile din microseismocarotaje de pe profilul înregistrat, sau chiar dintr-o zonă mai întinsă; această curbă medie prezintă în general valori ce nu depășesc $\pm$ 2 ms (fig. 17):

$$\Delta H = H_n - H$$

$$\Delta T = T - T_n$$

unde: H_n este elevația punctului măsurat în microseismocarotaj, H — elevația planului de referințe, T — timpul vertical măsurat la nivelul planului de referință, T_n — timpul vertical măsurat la altitudinea H_n.

În cazul existenței reliefului și a variației zonei de viteze mici, această curbă medie dă abateri relativ mari și în cazul acesta se recomandă trasarea liniilor de izocorecții de-a lungul profilului prin interpolarea tuturor microseismocarotajelor.

CONCLUZII

Folosirea cordonului detonant în activitatea de prospecțiuni seismice în țara noastră, deschide noi perspective în ceea ce privește tehnologia de teren în majoritatea zonelor țării. Din rezultatele obținute în 1978 în țara noastră, folosind ca sursă de energie cordonul detonant, se poate concluziona că din punct de vedere al calității informațiilor geologice, acestea sînt cel puțin la același nivel cu cele obținute generînd în sonde cu dinamită. În plus se constată o mai bună corelabilitate a orizonturilor pe toată lungimea traselor precum și o mai bună rezoluție în vederea separării stratelor subțiri.

Aplicarea sistemului „Geoflex" se poate extinde în mai multe zone din țară în special unde condițiile de foraj sînt extrem de grele, iar contrastele de impedanță acustică ale obiectivelor sînt relativ mari.

Dat fiind faptul că pe secțiunile seismice obținute cu cordon detonant avem cel puțin aceeași cantitate de informații ca cea obținută prin metoda clasică cu dinamită în sonde, se desprind o serie de avantaje în favoarea primului.

La același volum al producției fizice, organizarea unei formații seismice se modifică substanțial prin substituirea brigăzii de foraj, care în condițiile din Depresiunea Panonică este constituită din 4 instalații de foraj FSIC, 4 cisterne de apă, 2 autovehicule de transport personal și materiale în teren, plus personalul calificat compus din 12 sondori și 10 conducători auto. Toate acestea se înlocuiesc cu un echipament extrem de simplu, robust și ieftin deservit de un singur conducător auto.

De menționat faptul că în zonele unde condițiile de foraj sînt extrem de grele, dotarea unei brigăzi de foraj poate crește de 2—3 ori.

În zone fără obstacole şi în condiţii meteorologice medii se pot realiza productivităţi mult sporite, ce pot ajunge la 150% crescînd substanţial indicele de utilizare al aparaturii seismice.

Are o mare flexibilitate în teren, prin posibilitatea schimbării rapide a configuraţiei punctului de împuşcare funcţie de condiţiile seismogeologice din zona de prospectat.

Se realizează un cuplu exploziv/sol foarte bun, rămînînd mereu în domeniul deformărilor elastice.

Cordonul detonant se comportă ca o grupare de surse continui avînd consecinţe pozitive asupra îmbunătăţirii raportului semnal/zgomot.

În condiţiile din ţara noastră unde profilele traversează suprafeţe cultivate, pagubele pricinuite de utilajul tehnologic sînt mult mai mici în comparaţie cu cele generate de instalaţia de foraj.

Printr-o foarte atentă alegere a parametrilor de lucru, precum şi prin folosirea unui cordon cu o greutate specifică mai mare (ex. 40 gr/m) costurile pe km profil înregistrat se pot reduce cu peste 50% faţă de cele realizate în 1978. Aceste cheltuieli se menţin destul de ridicate din cauza preţului relativ mare al metrului de cordon (4,80 — 5,30 lei/m).

Primit la redacţie 30.I. 1979

BIBLIOGRAFIE

1. V. Chişcan, *Cîmpul elastic generat de o sursă liniară finită retardată uniform* (Lucrare prezentată la cel de-al X-lea Simpozion de Geofizică aplicată şi fizica Pămîntului (28—30 noiembrie 1978) nepublicată.

À PROPOS DE L'UTILISATION DU CORDON DÉTONANT DANS L'ACTIVITÉ DES PROSPECTIONS SISMIQUES EN ROUMANIE

(RÉSUMÉ)

Dans cette étude sont traités quelques aspects particuliers et les résultats de l'utilisation du cordon détonant comme source d'énergie dans la prospection sismique.

On présente l'équipement utilisé, des graphiques comparatifs concernant l'évolution du niveau d'énergie engendré par le cordon détonant par rapport à la dynamite et par rapport à la configuration du point de tir et au sens de la détonation dans les conditions d'utilisation des différents groupes des géophones.

On présente aussi des coupes sismiques obtenues en utilisant le cordon détonant ou la dynamite dans la même région.

On mentionne quelques avantages d'utilisation du cordon détonant par comparaison à la dynamite.

VARIANTE METODOLOGICE PETROMAGNETICE CU APLICAȚIE LA STUDIUL SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE A UNOR ȘISTURI EPIMETAMORFICE DIN MUNȚII POIANA RUSCĂ

I. MODELE DE DISTRIBUȚIE VERTICALĂ A SUSCEPTIBILITĂȚII

SORIN RĂDAN și MARIA RĂDAN

Institutul de geologie și geofizică,
Str. Caransebeș, nr. 1, București

INTRODUCERE

Existența unor informații documentate privind tipurile de roci și distribuția mineralizației magnetitifere în formațiunile geologice din structura perisinclinalului Iazuri (Munții Poiana Ruscă) și acumularea unei cantități însemnate de date de susceptibilitate magnetică au constituit premize favorabile studierii cîtorva aspecte ale metodologiei petromagnetice.

În lucrarea de față sînt prezentate rezultatele obținute în studierea susceptibilității magnetice a complexelor de șisturi cristaline, cu mai mult sau mai puțin magnetit, din zona amintită, conferindu-le pe lîngă calitatea de variante metodologice petromagnetice, și un caracter interpretativ preliminar. Este definit astfel încă un argument pentru evidențierea utilității pe care o are integrarea studiilor petrofizice în geologia de șantier. Magnetometriei clasice de sondă [1] i se poate alătura deci petromagnetismul, ca o metodă care, prin măsurarea proprietăților magnetice ale carotelor extrase, conduce la obținerea unui stoc de informații cu largi semnificații în interpretarea datelor geologice.

CONSIDERAȚII GEOLOGICE

Zona Iazuri-Vlădeasa este situată în cadrul unui perisinclinal (fig 1), la alcătuirea geologică participînd formațiuni cristaline epimetamorfice, atribuite seriei de Ghelar (Gh) de vîrstă Devonian mediu (Gh_1) și Devonian superior (Gh_2). O descriere a geologiei regiunii în care este situată și zona aflată în atenția noastră este dată într-o lucrare de mare amploare datorită lui Mureșan [2].

Principalele tipuri de roci care apar în zonă au fost bine compartimentate în urma unor studii mineralogice-petrografice detaliate [3]. Formațiunile cristaline sînt reprezentate prin șisturi verzi tufogene și șisturi de natură terigenă.

În cadrul complexului șisturilor verzi tufogene (Devonian mediu) s-au separat două orizonturi : bazal și principal. Orizontul bazal terigen

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 139–150, BUCUREȘTI, 1980

este reprezentat prin şisturi sericito-clorito-cuarţoase, mai mult sau mai puţin grafitoase şi şisturi cuarţito-grafitoase, local carbonatice. Printre aceste şisturi apar nivele de metatufite bazice în care se semnalează şi prezenţa magnetitului. Orizontul principal — constituit din şisturi verzi

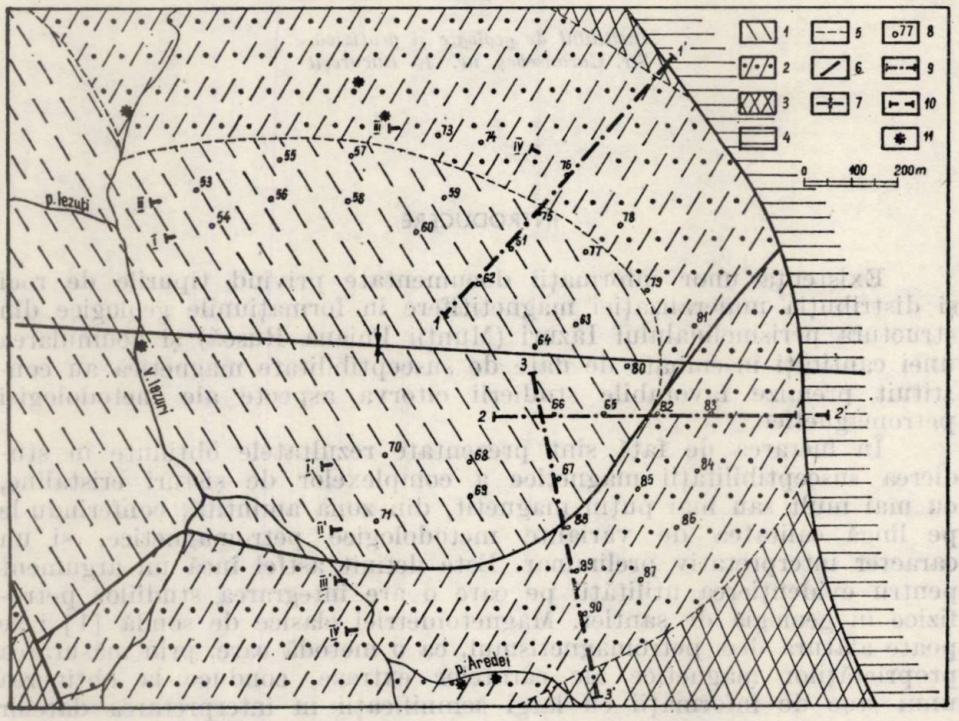


Fig. 1. — Schiţa geologică a zonei Iazuri-Vlădeasa (după Refec, 1976).

1 — complexul şisturilor sericito-clorito-cuarţoase (Gh_2; Devonian superior); 2 — orizontul principal (tufogen) al complexului şisturilor verzi tufogene (Gh_1; Devonian mediu); 3 — orizontul bazal (terigen) al complexului şisturilor verz-tufogene (Gh_1; Devonian mediu); 1, 2, 3 — Seria de Ghelar; 4 — Seria de Govăjdia (Devonian inferior); 5— limitele unităţilor metamorfice; 6 — falie; 7 — ax de sinclinal; 8 — foraj de explorare; 9 — aliniament secţiune transversală; 10 — aliniament secţiune longitudinală; 11 — punct de prelevare a probelor orientate.

tufogene (metatufuri şi metatufite) — este caracterizat prin trei nivele : inferior, cu caracter tufitogen (metatufite), mijlociu, predominant tufogen (metatufuri) şi subordonat tufitogen (metatufite) şi un al treilea nivel, superior, în care predomină metatufitele (subordonat intercalaţii de metatufuri). În cadrul ultimului nivel menţionat mai apar roci carbonatice (dolomite, mangano-dolomite) şi şisturi terigene. Între metatufuri şi metatufite au fost remarcate unele deosebiri din punct de vedere al structurii, texturii, compoziţiei şi repartiţiei mineralizaţiei. Parageneza mineralogică pentru metatufuri este dată de clorit, epidot, actinot, la care se mai adaugă sericit, biotit, cuarţ, iar pentru metatufite, de albit, sericit, clorit, calcit, cuarţ, alături de care mai apar epidot, biotit, sfen, apatit, granaţi [3]. Mai menţionăm că magnetitul apare în aceste roci fie diseminat, fie sub formă de concentraţii semicompacte (stratiforme) sau compacte (lentiliforme).

Complexul șisturilor sericito-clorito-cuarțoase (Devonian superior) se caracterizează prin formațiuni predominant terigene cu intercalații de roci carbonatice de grosimi reduse, șisturi grafitoase și metatufite, eventual metatufuri bazice.

În afara unor aprecieri privind dispunerea mineralizației [3], la interpretarea imaginilor cu distribuția verticală a susceptibilității am luat în considerație și date referitoare la variația parametrilor Fe magnetic și Fracție magnetică în cadrul forajelor considerate [4].

Cîteva referiri generale în legătură cu prezența depozitelor mineralizate în unele zone ale Munților Poiana Ruscă se pot găsi și în două lucrări relativ recent publicate [5, 6].

MODELE DE DISTRIBUȚIE A SUSCEPTIBILITĂȚII MAGNETICE

Peste 50 000 de carote măsurate [1], reprezentînd mai mult de 8500 m din 37 foraje amplasate în zona Iazuri—Vlădeasa (fig. 1), au constituit sursa principală de susceptibilități care, prin diferite procedee de analiză, au furnizat imagini sugestive ale distribuției — verticală și areală — a parametrului magnetic considerat. O colecție de probe orientate, prelevate [2] din aflorimente din regiunea în atenție, a reprezentat cea de-a doua sursă a materialului de observație [3], de data aceasta cu privire la *structura* susceptibilității magnetice, distribuția fiind urmărită în proiecție stereografică.

Toate aceste date de susceptibilitate au făcut posibilă alcătuirea unor modele de distribuție a parametrului magnetic respectiv, a căror prezentare se face pe parcursul unei ample lucrări, încercîndu-se totodată conturarea a tot atîtea variante metodologice petromagnetice.

Spațiul limitat de care s-a dispus nu a permis prezentarea unitară a celor patru variante metodologice petromagnetice propuse, astfel că, într-o primă parte — articolul de față — sînt comentate graficele și secțiunile de variație verticală a susceptibilității magnetice, alte două modele (hărți cu susceptibilități și diagrame ale anizotropiei susceptibilității) constituind subiectul părții a doua a lucrării [7].

GRAFICE DE VARIAȚIE VERTICALĂ A SUSCEPTIBILITĂȚII

În figurile 2 și 3 sînt date două secțiuni geologice transversale pe structura Iazuri (pentru amplasare vezi fig. 1), prezentîndu-se în același timp variația parametrilor considerați (susceptibilitate, Fracție magnetică, Fe magnetic) în situația fiecărui foraj din secțiune. Pe de altă parte, se poate urmări variația susceptibilității magnetice în contextul corelării forajelor ce susțin secțiunile geologice respective, existînd posibilitatea observării ei în complexele de roci separate.

---

[1] Susceptibilitatea magnetică a fost măsurată în teren cu kappametre IMV-2 și KT-3.

[2] Colectarea probelor orientate s-a efectuat de geologul I. Refec împreună cu unul din autori (S.R.).

[3] Măsurătorile de susceptibilitate în vederea studierii anizotropiei acesteia au fost executate în laborator cu un aparat Kappabridge KLY-1.

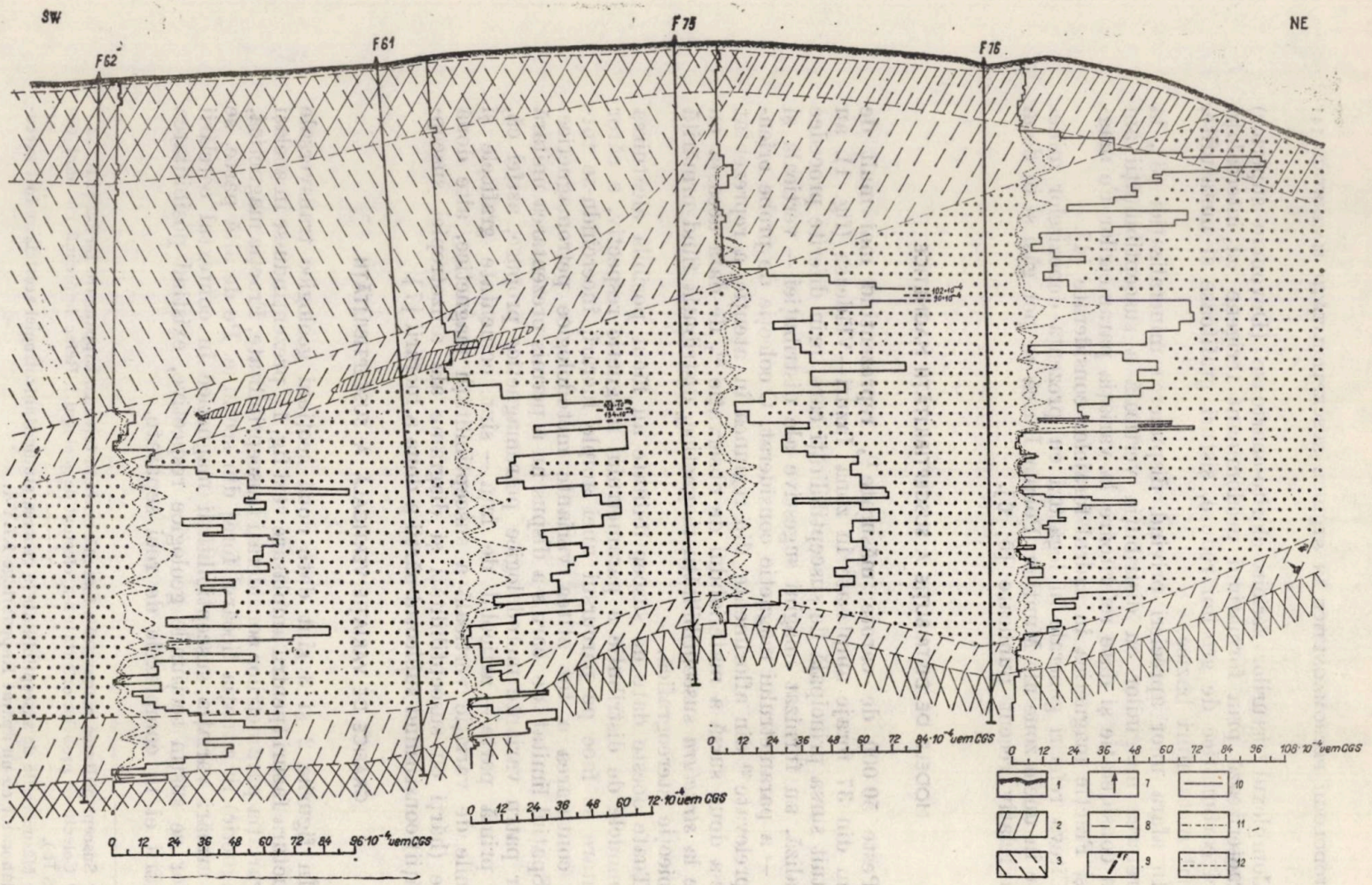


Fig. 2. — Grafice cu variația verticală a susceptibilității magnetice; secțiunea S_T 1—1′ (geologia și graficele parametrilor Fe magnetic și Fracție magnetică, după Refec, 1976).

1 — sol cu elemente de șisturi alterate; 2 — zonă alterată; 3 — complexul șisturilor sericito-clorito-cuarțoase; 4 — metatufite ± metatufuri bazice (nivel superior, nivel inferior); 5 — metatufuri ± metatufite bazice (nivel mijlociu); 6 — șisturi cu caracter terigen; 4, 5, 6 — complexul șisturilor verzi tufogene; 4, 5 — orizont principal; 6 — orizont bazal; 7 — foraj de explorare; 8 — limitele facesului petrografic; 9 — falie; 10 — graficul variației susceptibilității

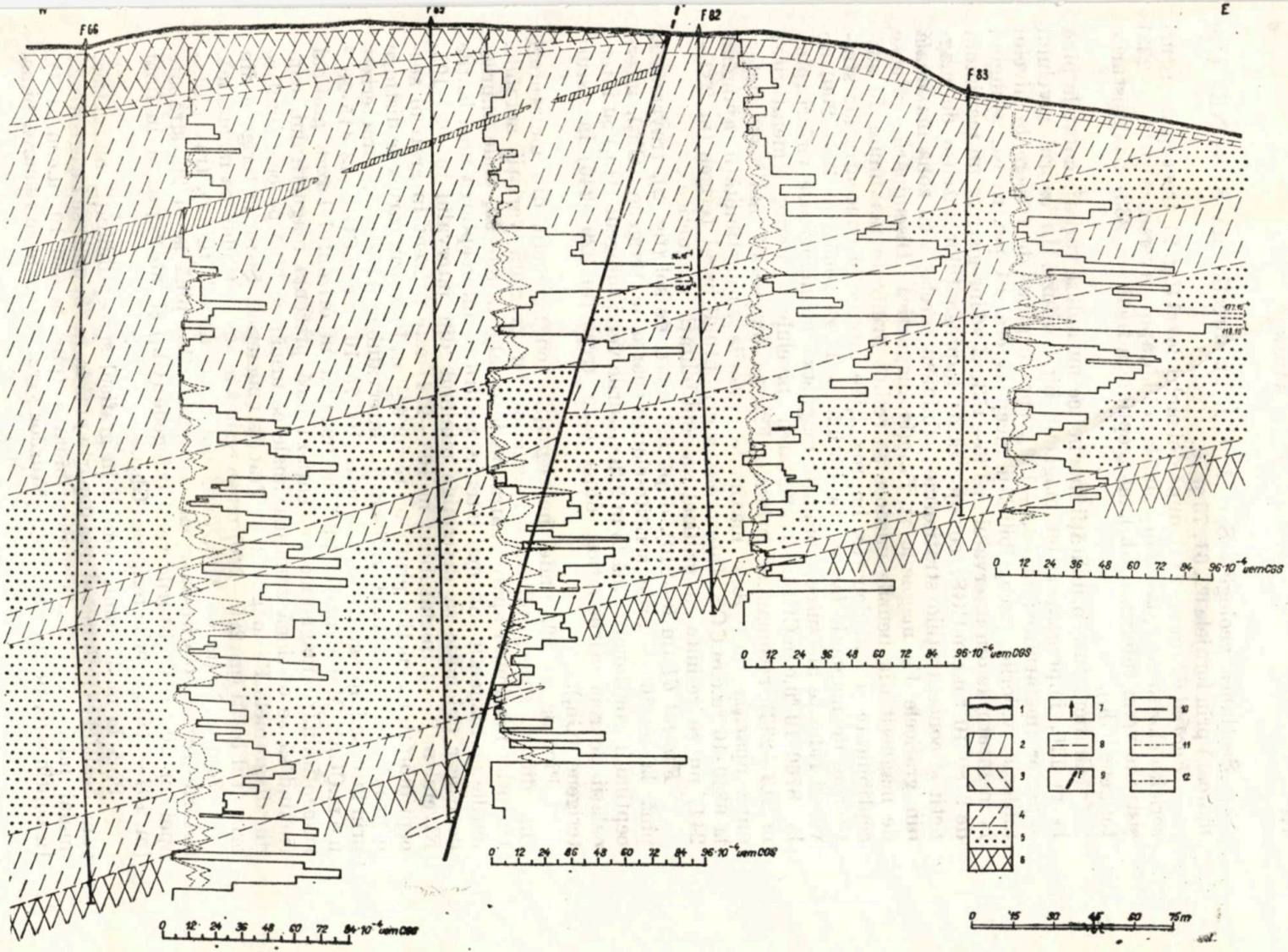


Fig. 3. — Grafice cu variația verticală a susceptibilității magnetice; secțiunea S_T2-2' (geologia și graficele variației parametrilor Fe magnetic și Fracție magnetică, după Refec, 1976; pentru legendă vezi fig. 2).

Secţiunea geologică S_T1-1' (fig. 2), direcţionată SV – NE, este marcată prin forajele 62, 61, 75 şi 76.

Forajul 62 (m 0—244), după doi metri de sol (fig. 2), trece prin şisturi sericito-clorito-cuarţoase (Gh_2) pînă la m 56,5, apoi traversează (m 56,5—233) şisturile verzi tufogene (Gh_1), interceptînd în final (m 233—244) şisturile terigene (Gh_1).

Graficul susceptibilităţii magnetice nu indică variaţii notabile pînă la m 110, impregnaţiile cu magnetit fiind difuze. În cadrul nivelului superior (metatufite; m 56,5—130), spre capătul de trecere la nivelul mijlociu, valorile susceptibilităţii încep să crească pentru ca, ajungînd la metatufurile din intervalul m 130—153, să se înregistreze un maximum de $9480 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS, corespunzător impregnaţiilor intense de magnetit şi concentraţiilor stratiforme; subliniem corelaţia cu zona maximală din graficele Fe magnetic şi Fracţie magnetică. Diseminările intense de magnetit din benzile micacee se resimt printr-un maximum în susceptibilitate şi mai departe, impregnaţiile intense şi concentraţiile stratiforme de magnetit fac să se obţină o largă zonă (m 153—200) de valori ridicate ale susceptibilităţii magnetice cu numeroase vîrfuri (pînă la $8760 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS). Traversarea nivelului inferior (metatufite; m 213—233), recomandat printr-o Fracţie magnetică mai mare, determină apariţia unei zone maximale, valorile susceptibilităţii ajungînd la $6840 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS. Interceptarea orizontului bazal terigen (m 233—244) nu se resimte în graficul susceptibilităţii magnetice.

Forajul 61 (m 0—240), după doi metri de sol (fig. 2), traversează pînă la m 56 şisturile sericito-clorito-cuarţoase terigene (Gh_2), interceptînd în continuare pînă la m 229 şisturile verzi tufogene (Gh_1) cu intercalaţii de roci carbonatice, după care trece (m 229—240) în şisturi terigene (Gh_1).

Pînă la m 89, unde impregnaţiile cu magnetit din metatufuri sînt difuze, susceptibilitatea magnetică nu prezintă variaţii notabile. Un prim maximum apare centrat în intervalul m 89—99, unde impregnaţiile de magnetit sînt mai intense, pentru ca interceptarea unei lentile de calcar dolomitic să determine minimul din intervalul m 99—105. Nivelul mijlociu (metatufuri; m 105—214) este prezent în graficul susceptibilităţii magnetice printr-un regim agitat, în cadrul căruia se distinge o primă zonă maximală ridicată în intervalul m 117—119, caracterizat prin intense impregnaţii de magnetit ($10\,575 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS—$13\,415 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS). Mai departe, pînă la intrarea în orizontul bazal, graficul susceptibilităţii magnetice evidenţiază încă prezenţa magnetitului, continuînd să se distingă zone maximale ce urmăresc bine pe cele similare din diagramele Fe magnetic şi Fracţie magnetică. Şisturile terigene din orizontul bazal (m 229—240) nu se resimt în susceptibilitatea magnetică.

Forajul 75 (m 0—216), după doi metri de sol (fig. 2), traversează şisturile sericito-clorito-cuarţoase terigene (Gh_2) pînă la m 20, străbate apoi (m 20—194) şisturile verzi tufogene (Gh_1) şi interceptează în final (m 194—216) şisturile terigene (Gh_1).

Pînă la m 35 nimic notabil în graficul susceptibilităţii magnetice, cum dealtfel se întîmplă şi mai departe pînă la m 73, unde se înregistrează numai mici creşteri ale susceptibilităţii (pînă la $660 \cdot 10^{-6}$u.e.m.CGS). În continuare, pe tot parcursul şisturilor verzi tufogene se remarcă buna

corelație a graficelor celor trei parametri (Fe magnetic, Fracție magnetică, susceptibilitate magnetică). Se detașează valoric zona maximală de $8960 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS — $10\,220 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS de la intervalul m 82—86,5. Orizontul bazal (m 194—216) nu se resimte în graficul susceptibilității magnetice.

Forajul 76 (m 0—220), după trei metri de sol (fig. 2), intră direct în șisturi verzi tufogene (Gh_1) în care merge pînă la m 204, unde interceptează (m 204—220) șisturile tufogene (Gh_1).

În cadrul șisturilor verzi tufogene, regimul agitat prin care se manifestă susceptibilitatea magnetică remarcă apariția magnetitului la diferite nivele, în diverse concentrații. Astfel, întîlnirea acestuia sub formă de impregnații în intervalele m 28—30 și m 32—36 se resimte în susceptibilitate printr-un maximum, pe o distanță de cinci metri, cu o valoare de $9800 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS. Nivelul mijlociu (m 44—194) al orizontului principal este reprezentat atît prin metatufuri, în care impregnațiile cu magnetit sînt relativ reduse, cît și prin metatufite, unde magnetitul, prezent de obicei în benzile micacee, apare sub formă de impregnații și local concentrații stratiforme, eventual lentiliforme, cînd determină conturarea unui maximum de susceptibilitate magnetică ($7080 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS). Nivelul inferior (metatufite; m 194—204), caracterizat printr-o fracție magnetică mai mică, este foarte slab sesizat în graficul susceptibilității magnetice. Orizontul bazal (m 204—220) nu este sensibil pentru susceptibilimetre și nu se regăsește în graficul χ.

Coeficienții de corelație calculați pentru susceptibilitate magnetică, Fe magnetic și Fracție magnetică, în parte prezentați într-o lucrare anterioară nepublicată [8], au indicat valori semnificative, cu un nivel de încredere mai mare de 0,99 fiind respinsă ipoteza necorelării valorilor considerate.

Figura 4 prezintă imaginea sinoptică a frecvenței valorilor de susceptibilitate magnetică în situația fiecărui foraj component al secțiunii S_T1-1'. Histogramele χ pentru cele patru foraje indică frecvența cea mai mare (între 33% și 50%) pentru valori ale susceptibilității cuprinse în intervalul $0-500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS. Pentru intervalele următoare, echidistanțate la $500 \cdot 10^{-6}$ u.e.m.CGS, frecvența scade treptat, sugerînd o distribuție log-normală [9].

O altă observație este aceea că frecvența are o descreștere, în cea mai mare parte continuă, pînă la $10 \cdot 10^{-3}$ u.e.m. CGS, apoi intervalele sînt separate prin unele de frecvență 0, pentru ca începînd cu $15-19 \cdot 10^{-3}$ u.e.m.CGS să apară, neregulat, susceptibilități cu valori foarte variate, atingînd $56 \cdot 10^{-3}$ u.e.m. CGS.

O analiză asemănătoare se poate realiza și pentru cealaltă secțiune transversală S_T2-2' (fig. 3).

Secțiunile prezentate oferă o concludentă imagine a situării mineralizației de magnetit în șisturi verzi tufogene, în cele două exemple traversarea complexului șisturilor sericito-clorito-cuarțoase cu caracter terigen indicînd variații slabe ale susceptibilității magnetice; mai clar se observă în figura 2, în situația secțiunii transversale S_T1-1', unde acest complex depășește în forajele F 62 și F 61 grosimea de 50 metri.

Se face însă necesară și o altă observație. Este cunoscut faptul că susceptibilitatea magnetică a rocilor depinde atît de proporția de

minerale feromagnetice şi de modul de repartiţie a acestora (diseminat, stratiform, lentiliform), cît şi de mărimea granulelor magnetice. Faptul că măsurătorile de susceptibilitate magnetică au succedat analizele chimice, acestea necesitînd colectarea a numeroase eşantioane pe intervale de cîte doi metri [4], poate constitui un element de luat în con-

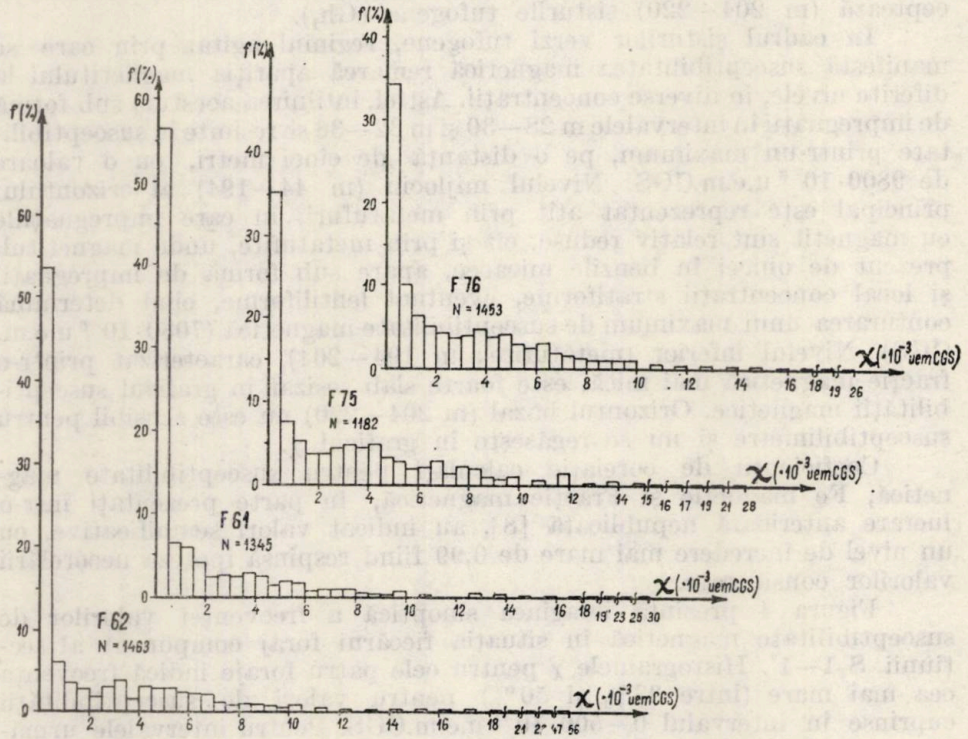


Fig. 4. — Histograme χ pentru forajele din secţiunea $S_T1 - 1'$.

sideraţie la explicarea corelării mai slabe din unele zone. Legat de acest subiect, pe lîngă sugestia de a se efectua măsurătorile kappametrice imediat după carotarea mecanică, se impune şi varianta utilizării unor susceptibilimetre de sondă. Adoptarea unei asemenea metodici ar ridica mult viteza de lucru şi consistenţa rezultatelor.

Fiind astfel în posesia unor date de susceptibilitate magnetică de rezoluţie mult sporită şi ajungînd la o legitate care să descrie relaţia conţinutului în magnetit cu susceptibilitatea magnetică, s-ar putea obţine rezultate cu un şi mai pronunţat caracter aplicativ.

SECŢIUNI VERTICALE DE VARIAŢIE A SUSCEPTIBILITĂŢII

O metodologie petromagnetică utilă, rar folosită însă, este aceea bazată pe constituirea unor secţiuni verticale de variaţie a susceptibilităţii magnetice. În cazul alcătuirii pentru formaţiuni cristaline, ele pot servi la construirea unor modele structurale adecvate, conferind

chiar posibilitatea de a indica înclinarea medie a formațiunilor respective [10].

Fiind în situația unei bune corelări a susceptibilității magnetice cu parametrii Fe magnetic și Fracție magnetică, deci în posesia unor date primare corecte, am construit cîteva secțiuni verticale de variație a susceptibilității magnetice, avînd drept suport secțiunile geologice longitudinale în perisinclinalul Iazuri ale geologilor Maria Gheorghiu și Eugenia Lefter [3].

Toate secțiunile verticale alcătuite, din care trei (figurile 5—7) sînt prezentate în lucrarea de față, indică mularea regimului de susceptibilitate magnetică pe structura secțiunii geologice, acest parametru magnetic dovedindu-se un bun indice structural; în unul din cazuri (fig. 6) este sugestiv sesizat traseul faliei prezente în secțiunea geologică.

Din examinarea acestor secțiuni verticale de susceptibilitate se poate ușor observa situarea mineralizației de magnetit în complexul șisturilor verzi tufogene, mai exact în orizontul principal. Mai mult, imaginile pe care le comentăm acum vin să completeze pe cele prezentate în varianta metodologică anterioară (figurile 2 și 3), sporind posibilitatea urmăririi distribuției mineralizației magnetitifere în cuprinsul rocilor gazdă. Ele facilitează astfel observarea repartiției neuniforme a mineralizației de la zone mai interesante din punct de vedere al conținutului în magnetit la zone mai sărace, atît pe verticală, în situația fiecărui foraj, cît și, prin corelarea datelor de susceptibilitate din cadrul secțiunii geologice respective, pe direcția acesteia. Consistența acestor afirmații, prin prisma semnificației acordate secțiunilor verticale de variație a susceptibilității magnetice, crește, dacă avem în vedere faptul că, în situația zonei Iazuri—Vlădeasa, repartiția neuniformă a mineralizației nu a permis sesizarea macroscopică a limitelor conținutului magnetitifer în foraje, metoda aplicată fiind dată într-o lucrare nepublicată [3].

Secțiunile S_L I—I′ (fig. 5), S_LIII—III′ (fig. 6) și S_L IV—IV′ (fig. 7) aduc argumente clare privind zonalitatea mineralizației, regimul accentuat al susceptibilității magnetice situîndu-se la nivelul mijlociu al orizontului principal de șisturi verzi tufogene.

Prezența magnetitului cu precădere în nivelul mijlociu, uneori semnalîndu-se impregnații notabile în nivelul superior, în special în partea sa inferioară, este sugestiv redată de figura 5, în cazul primei secțiuni longitudinale ce cuprinde zona de aflorare a șisturilor terigene (Gh_2) atribuite, din punct de vedere stratigrafic, Devonianului superior. Susceptibilitatea magnetică se manifestă printr-un regim agitat în nivelul mijlociu, reprezentat prin metatufuri (predominant) și metatufite (subordonat), numai uneori izoliniile χ traversînd jumătatea inferioară a nivelului superior (metatufite-predominant, metatufuri-subordonat) al orizontului principal.

Referindu-ne la aliniamentul III—III′ (fig. 1), forajele incluse sînt amplasate, o parte în aria de aflorare a șisturilor terigene de vîrstă Devonian superior (F 75, F 77, F 80 — flancul nordic) și o altă parte, în zona de aflorare a șisturilor verzi tufogene de vîrstă Devonian mediu

(F 82 — axul structurii și F 85, F 88 — flancul sudic). De menționat un aspect tectonic apărut în această secțiune și anume, succesiunea normală a formațiunilor geologice din cadrul seriei de Ghelar este întreruptă de o falie (fig. 1) care a afectat flancul sudic și partea centrală a perisinclinalului, ridicîndu-le și erodînd astfel partea superioară a șisturilor tufogene [3]. Susceptibilitatea magnetică semnalează această falie cu o precizie foarte bună (fig. 6), regimul de variație a parametrului χ înregistrînd o *discontinuitate* în zona menționată anterior. Impregnațiile cu magnetit mai intense din cadrul metatufitelor din nivelul superior al orizontului principal, interceptat de forajele 77 și 82, conduc la apariția unor reflexii imediate în secțiunea verticală de susceptibilitate. În rest, aceeași caracteristică generală, situarea regimului accentuat de susceptibilitate magnetică în nivelul mijlociu de metatufuri și metatufite. Totuși, o observație, și anume conturarea unui maximum intens de susceptibilitate în baza nivelului inferior, unde șisturile albito-sericito-cloritice cu calcit conțin și cîteva străturețe subțiri de magnetit.

Secțiunea S_L IV—IV' (fig. 7), urmărind aliniamentul IV—IV' (fig. 1), este susținută de foraje amplasate în zona de aflorare a șisturilor verzi tufogene. Zonele anomale observate în distribuția susceptibilității magnetice, axate pe forajul 78, extinzîndu-se lateral, corespund apariției magnetitului atît sub formă de impregnații intense, cît și de străturețe subțiri sau lentile. Nivelul inferior (reprezentat prin șisturi albito-sericito-cloritice cu granați) din complexul șisturilor verzi tufogene, traversat de același foraj, conținînd impregnații relativ intense de magnetit, se remarcă în acest caz printr-o zonă maximală. Prezența impregnațiilor de magnetit în ultimii metri ai nivelului superior din cadrul orizontului principal traversat de forajul 84 și pe de altă parte, interceptarea de forajul 86, la intrarea directă în nivelul mijlociu al aceluiași orizont, a unor metatufuri dezagregate (între m 3—18) slab mineralizate (în continuare impregnațiile cu magnetit încep să crească), explică orientarea izoliniilor de susceptibilitate magnetică în această zonă (fig. 7).

În cadrul acestei lucrări, limitîndu-ne la testarea unor variante metodologice, ne oprim aici cu comentariile asupra secțiunilor verticale de variație a susceptibilității magnetice, subliniindu-le din nou utilitatea prin prisma semnificației lor complexe. Această apreciere o facem gîndindu-ne la unele aspecte tectonice, la urmărirea variației susceptibilității pe tipuri de roci sau formațiuni geologice și nu în ultimul rînd, la calitatea de indicator al distribuției mineralizației magnetitifere în roca gazdă.

★

În încheiere, nu vom prezenta alte remarci cu privire la semnificația modelelor de distribuție verticală a susceptibilității. Pentru această primă parte a lucrării, observațiile făcute, pe parcursul comentării celor două variante metodologice, le considerăm suficiente; o serie de concluzii sînt sintetizate în finalul celei de-a doua părți [7], unde sînt integrate și principalele caracteristici ale modelelor de distribuție verticală

a susceptibilității. În acest fel, considerăm că este susținut, totodată, și caracterul unitar al întregii lucrări ce analizează patru variante metodologice petromagnetice, având drept unic parametru — investigat — susceptibilitatea magnetică a șisturilor epimetamorfice din Munții Poiana Rusoă.

Primit la redacție: 30.III.1979

BIBLIOGRAFIE

1. V. N. Dahnov, *Interpretațiia rezultatov gheofiziceskih issledovanii razrezov skvajin*, Izd. Nedra Moskva, 1972.
2. M. Mureșan, *Formațiunile epimetamorfice din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă (Carpații Meridionali)*, An. Inst. geol., XLII, 7—338 (1973).
3. M. Gheorghiu, E. Lefter, *Raport geologic*, Arh. IGPSMS, București, 1975.
4. I. Refec, *Raport geologic*, Arh. MMPG, București, 1976.
5. V. Ianovici, H. G. Kraütner, *The Iron Ore Deposits of the Socialist Republic of Romania* (1976), în *The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas*, I (Editor: A. Zitzmann), 261—265, Hannover (1977).
6. M. Guran, *Fierul*, Edit. tehnică, București, 1978.
7. S. Rădan, M. Rădan, *Variante metodologice petromagnetice cu aplicație la studiul susceptibilității magnetice a unor șisturi epimetamorfice din Munții Poiana Ruscă.* (II) *Modele de distribuție areală și intrinsecă a susceptibilității*, Manuscris (1979).
8. S. Rădan, M. Rădan, *Susceptibilitatea magnetică a unor șisturi epimetamorfice din Munții Poiana Ruscă*, în D. Romanescu și al., *Raport geofizic*, Arh. IGG, București, 1977.
9. S. Rădan, M. Rădan, *Asupra proprietăților magnetice ale bauxitelor din Munții Pădurea Craiului*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **17**, 2, 203—212 (1979).
10. R. Botezatu, Gh. Gherea, D. Romanescu, V. Vâjdea, M. Visarion, *Prospectarea geofizică a zăcămintelor de minereuri*, Edit. tehnică, București, 1976.

SOME PETROMAGNETIC METHODOLOGICAL ALTERNATIVES APPLIED TO THE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY STUDY OF THE EPIMETAMORPHIC SCHISTS FROM THE POIANA RUSCĂ MOUNTAINS

I. PATTERNS OF VERTICAL DISTRIBUTION OF THE SUSCEPTIBILITY

(ABSTRACT)

On the basis of abundant observation data regarding the magnetic susceptibility measured on more than 50,000 core samples from the exploration wells situated in the Iazuri—Vlădeasa area (Poiana Ruscă Mountains, Romania) some aspects of petromagnetic methodology are discussed.

Four methodological alternatives were elaborated, each of them showing a magnetic susceptibility distribution pattern. In the first part of the paper, the patterns of vertical distribution of the susceptibility

tibility are only discussed. The graphs and the sections of the vertical magnetic susceptibility distribution give some useful information concerning the two complexes of rocks of the Ghelar series characteristic of the Iazuri perisynclinal structure (the green tuffogene schists — Middle Devonian — and the sericito-chlorito-quartzose schists — Upper Devonian). The magnetite bearing mineralization distribution within the first complex mentioned is clearly outlined by means of these petromagnetic patterns.

Another two patterns of distribution of the magnetic susceptibility (maps and anisotropy diagrams) are to be presented in the second part of the paper.

CONTRIBUȚII LA EXPLICAREA ANOMALIILOR NEGATIVE DE POLARIZAȚIE INDUSĂ

ERIKA LAZĂR și CLAUDIUS LAZĂR

Institutul de geologie și geofizică,
Str. Caransebeș nr. 1, București

Lucrările de teren efectuate în diverse condiții, pe diferite structur geologice, au evidențiat existența efectelor negative de polarizație indusă în domeniul de frecvență.

Explicarea teoretică a fenomenului de polarizație indusă în domeniul de frecvență se bazează pe asimilarea rocii cu un circuit echivalent compus dintr-o rezistență R_1 în serie cu un condensator C, cu rolul de a evidenția potențialul de blocare al particulelor metalice minerale, puse în paralel cu rezistența R_2 ce simulează rezistența de deblocare a căilor poroase. Condensatorul are funcția unui comutator deschis la frecvențe joase și închis la frecvențe înalte [1]. Rezultă că :

— la frecvența f_1, joasă, $V_{f_1} = I\,R_2$

— la frecvența f_2, înaltă, $V_{f_2} = I\,\dfrac{R_1\,R_2}{R_1 + R_2}$.

Efectul de frecvență este dat de relația

$$f_e = \frac{V_{f_1} - V_{f_2}}{V_{f_1}} = \frac{R_2}{R_1},$$

iar factorul metalic

$$M_f = \frac{f_e}{V_{f_2}} = \frac{1}{I\,R_1}.$$

Cele două mecanisme de formare a polarizației induse în domeniul de frecvență, polarizația de electrod și polarizația de membrană, simulate în circuitul deschis (fig. 1), nu explică apariția efectelor negative.

Punctul de plecare în elucidarea efectelor negative l-a constituit modelul unui conductor sferic plasat într-un cîmp electric uniform, echivalent celui creat de un dispozitiv gradient. Modelul frecvențial s-a realizat folosind o tehnică analoagă. Pentru simularea celor două frecvențe s-au utilizat două sfere identice cu rezistivități diferite, efectul *PI* obținîndu-se prin diferență (fig. 2).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P.151–158, BUCUREȘTI, 1980

Pentru lămurirea cauzelor care conduc la apariţia efectelor negative de *PI*, autorii au realizat o serie de măsurători atît în laborator, cît şi pe teren. Rezultatele obţinute sînt prezentate în cele ce urmează [2].

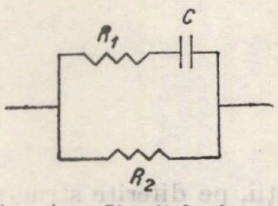


Fig. 1. — Circuitul de simulare a fenomenului *PI* în domeniul de frecvenţă.

În laborator s-au utilizat modele reduse, folosind corpuri cu geometrie cunoscută (sferă, placă conductoare, placă conductoare în prezenţa unei plăci rezistive, placă conductoare situată între două plăci rezistive). Măsurătorile s-au executat într-un bac cu electrolit, corpurile plasîndu-se la diverse adîncimi. S-a lucrat atît în tehnica frecvenţială cît şi în cea tranzitorie, cu geometrii ale dispozitivelor gradient şi dipol-dipol.

În cazul sferei conductoare (sferă de cupru cu diametrul de 2 cm), secţiunea de polarizabilitate aparentă η_a obţinută cu un dispozitiv dipol-dipol ($AB = MN = 2$ cm; $n = 1-5$) pune în evidenţă două anomalii negative laterale dispuse la 45° (fig. 3). Pentru aceeaşi sferă se obţin anomalii negative utilizînd şi tehnica frecvenţială, atît în cazul profilării dipol-dipol la $n = 3$, cît şi în cazul profilării în dreptunghi (fig. 3). Se remarcă în acest ultim caz că intensitatea anomaliilor (negative şi pozitive) depinde de adîncimea de situare a sferei.

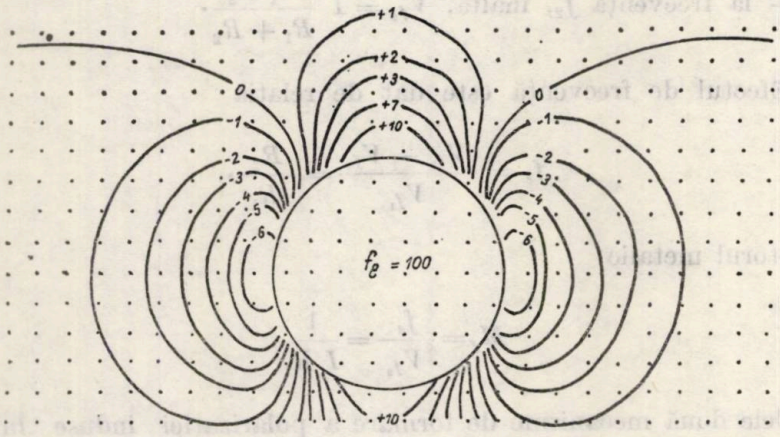


Fig. 2. — Modelul frecvenţial al sferei în cîmp electric plan.

Rezultatele obţinute pentru o placă conductoare (placă de aluminiu 2 × 140 × 140 mm) utilizînd dispozitivul gradient ($MN = 2$ cm) sînt prezentate în figura 4. Curbele de f_e reliefează faptul că de la anumite adîncimi de situare ale plăcii ($h = 2$ cm) anomaliile negative dispar dar în acelaşi timp şi intensitatea anomaliei pozitive se atenuează.

În figura 5 sînt prezentate curbele de variaţie ale parametrilor efect de frecvenţă şi rezistivitate aparentă pentru aceeaşi placă conduc-

toare, situată la 7 cm de o placă rezistivă (4 × 160 × 240 mm). În această situație se obțin anomaliile negative numai pe partea plăcii conductoare. Aceste anomalii au tendința de a se estompa atunci cînd adîncimea plăcii conductoare este mai mare de 3 cm.

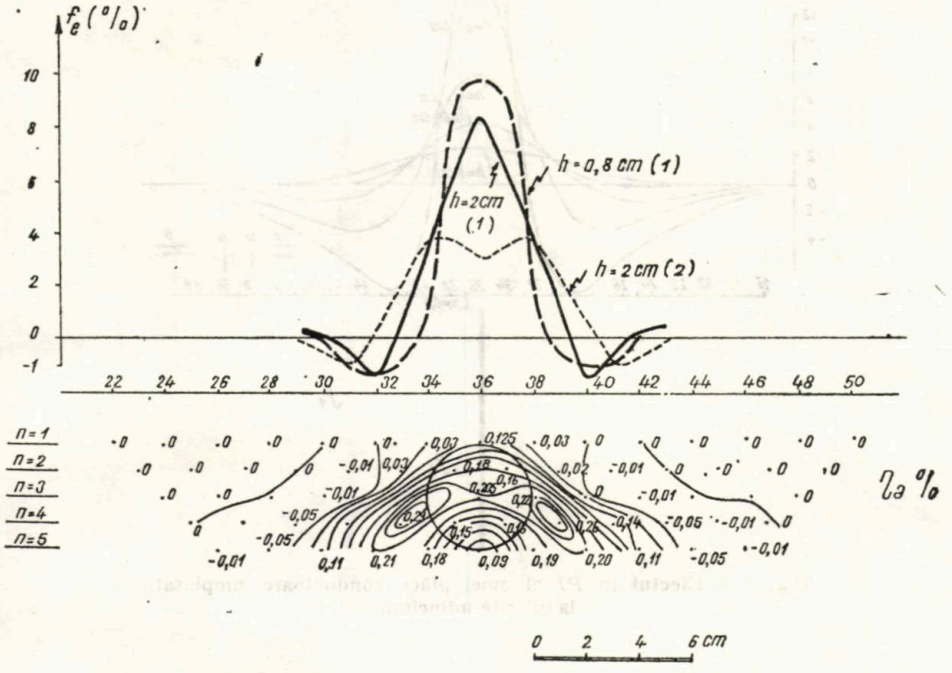


Fig. 3. — Efectul în *PI* al unei sfere conductoare; 1 — dispozitiv gradient; 2 — dispozitiv dipol-dipol $n = 3$.

În cazul plăcii conductoare situată între două plăci rezistive (4 × 160 × 240 mm) la distanța de 7 mm de acestea și la nivele diferite (fig. 6), curba de variație a efectului de frecvență prezintă o anomalie negativă în sensul în care placa rezistivă se află sub nivelul plăcii conductoare (fig. 6a și b). Înclinarea celor trei plăci (fig. 6a) se manifestă prin mărirea intensității anomaliei negative și a gradientului efectului de frecvență.

Cercetările de teren au contribuit la completarea imaginii privind motivele ce duc la apariția anomaliilor negative. Au fost alese două situații geologice diferite și anume: o zonă de fracturi (fig. 7) și o zonă de contact între șisturile grafitoase, mineralizație și cuarțuri albe hidrotermale (fig. 8). S-au făcut determinări ale parametrilor efect de frecvență și rezistivitate aparentă după 16 direcții și s-au utilizat variantele α, β, γ ale dispozitivului Carpenter. S-a optat pentru acest dispozitiv datorită faptului că utilizează toate posibilitățile de aranjare între electrozii

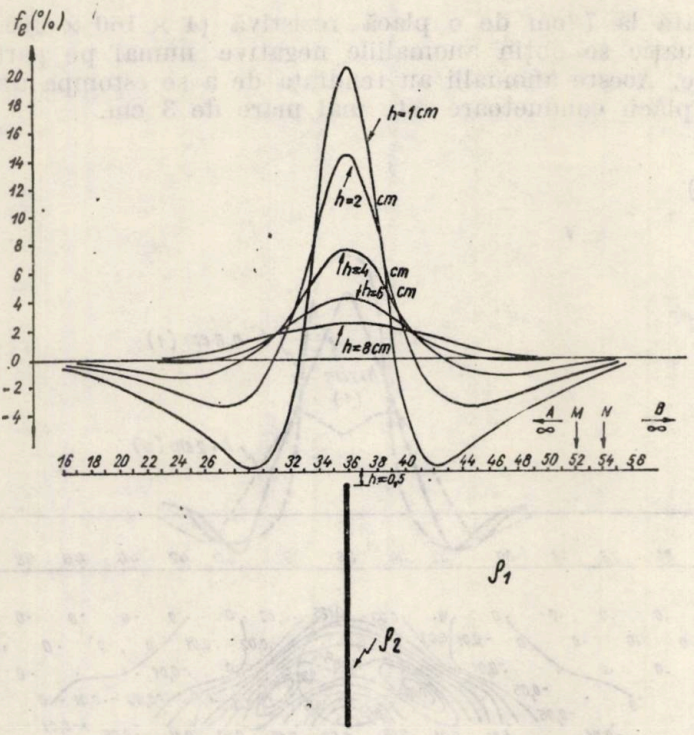


Fig. 4. — Efectul în *PI* al unei plăci conductoare amplasată la diferite adîncimi.

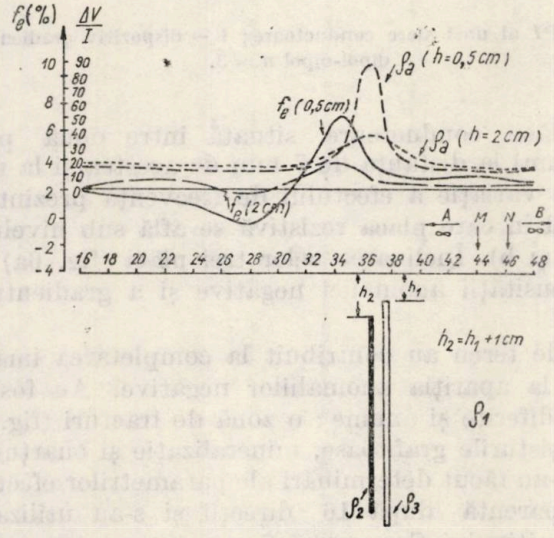


Fig. 5. — Efectul în *PI* al unui ansamblu de plăci, conductoare-rezistive, amplasat la diferite adîncimi.

de curent și cei de măsură înlesnind și controlul corectitudinii de rezistivitate aparentă prin relația

$$3\,\rho_{a\alpha} = \rho_{a\beta} + 2\,\rho_{a\gamma}.$$

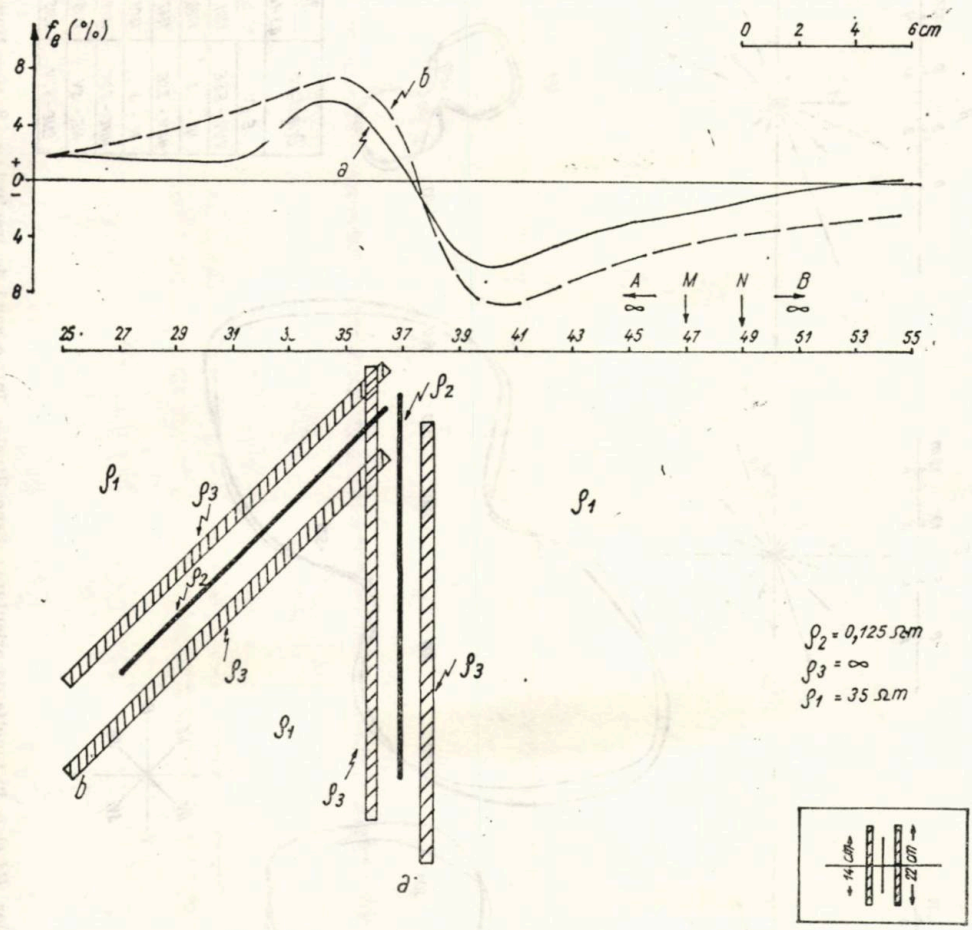
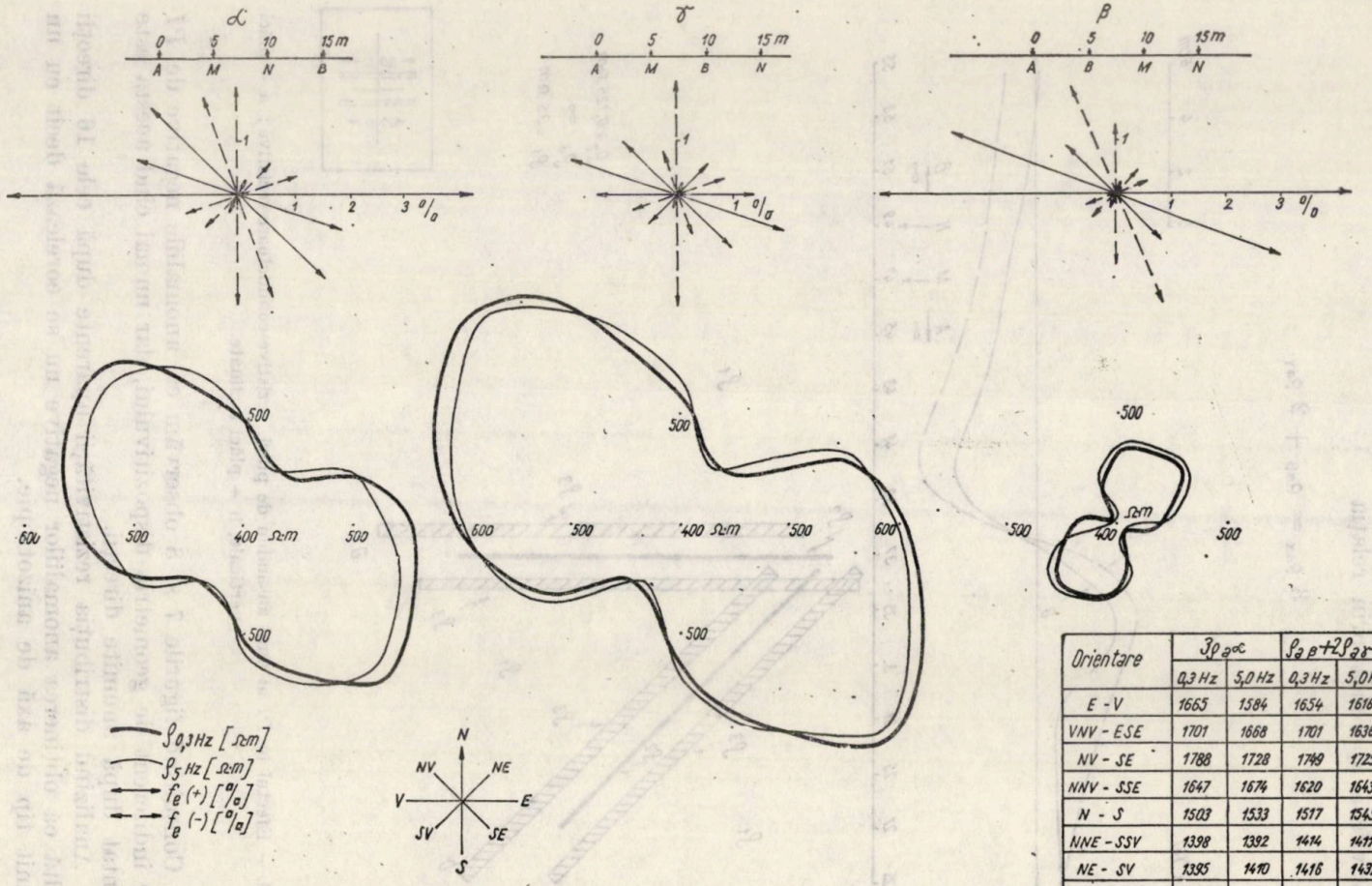


Fig. 6. — Efectul în *PI* al unui ansamblu de plăci, rezistive-conductoare-rezistive; a — plăci verticale, b — plăci înclinate.

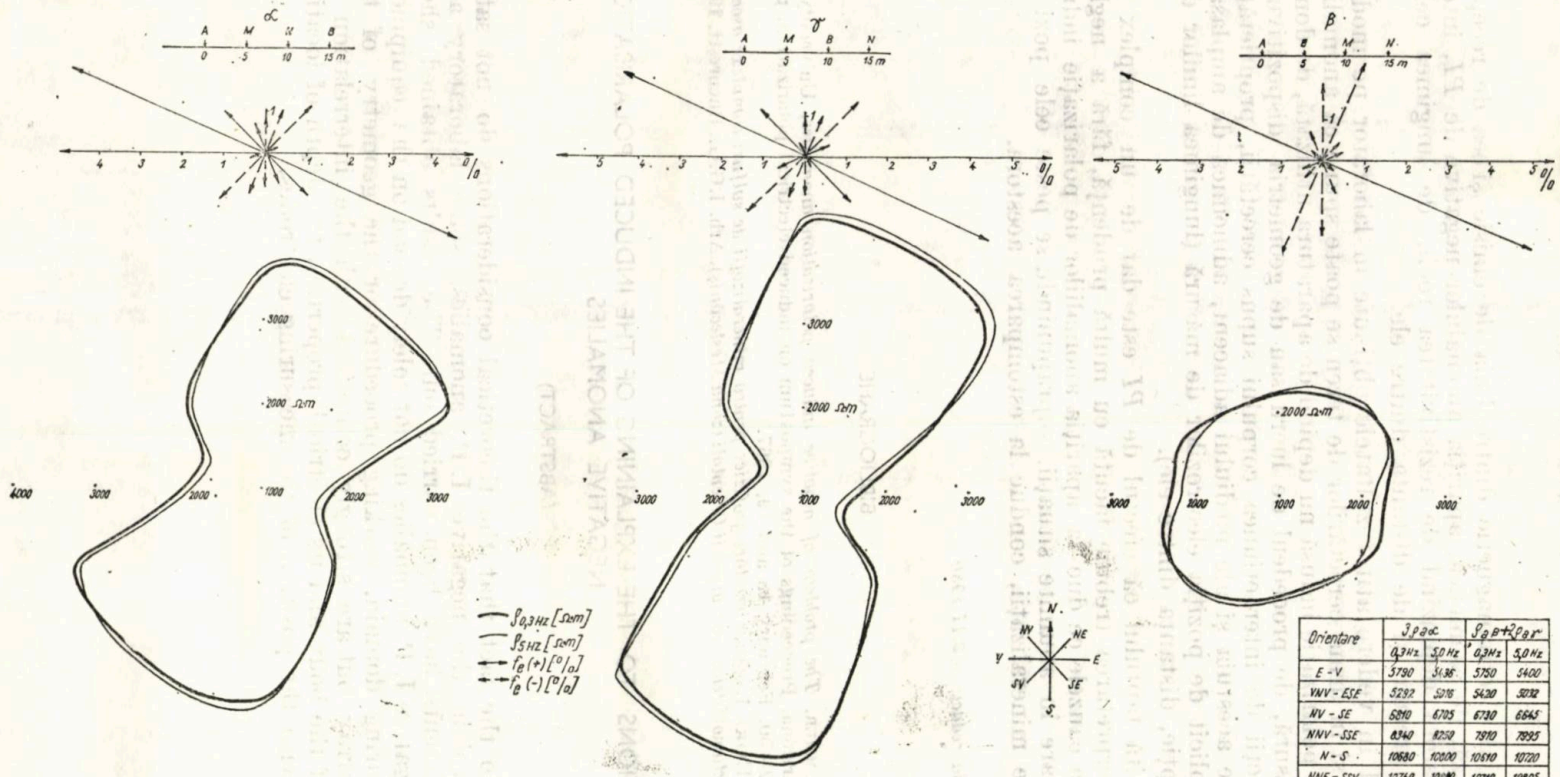
Consultînd figurile 7 și 8 observăm că anomaliile negative de *PI* apar indiferent de geometria dispozitivului, dar numai cînd acesta este orientat după anumite direcții.

Analizînd distribuția rezistivității aparente după cele 16 direcții rezultă că obținerea anomaliilor negative nu se corelează decît cu un anumit tip de axă de anizotropie.



Orientare	$3\rho_{a\alpha}$		$\rho_{a\beta}+2\rho_{a\gamma}$	
	0,3 Hz	5,0 Hz	0,3 Hz	5,0 Hz
E - V	1665	1584	1654	1616
VNV - ESE	1701	1668	1701	1636
NV - SE	1788	1728	1749	1725
NNV - SSE	1647	1674	1620	1643
N - S	1503	1533	1517	1545
NNE - SSV	1398	1392	1414	1411
NE - SV	1395	1410	1416	1432
ENE - VSV	1515	1533	1524	1501

Fig. 7. — Variația parametrilor PI și ρ_a în funcție de orientarea dispozitivelor, într-o zonă de fracturi; α, β, γ — tipuri de dispozitive.



Orientare	$3\rho_{a\alpha}$		$\rho_{a\beta}+2\rho_{a\gamma}$	
	0,3 Hz	5,0 Hz	0,3 Hz	5,0 Hz
E - V	5790	5436	5750	5400
VNV - ESE	5292	5016	5420	5032
NV - SE	6810	6705	6730	6645
NNV - SSE	8340	8250	7910	7995
N - S	10680	10000	10610	10720
NNE - SSV	10740	10080	10710	10805
NE - SV	10440	10590	10619	10800
ENE - VSV	7200	7185	7370	7320

Fig 8. — Variaţia parametrilor PI şi ρ_a în funcţie de orientarea dispozitivelor, într-o zonă mineralizată ; α, β, γ — tipuri de dispozitive.

Cuplajul electromagnetic dintre linia de emisie şi cea de recepţie condiţionează, de asemenea, apariţia anomaliilor negative de *PI*, intensitatea acestora depinzînd de rezistivitatea rocii, de lungimea celor două linii, precum şi de distanţa dintre ele.

Avînd în vedere atît rezultatele obţinute în laborator pe modele reduse, cît şi în urma cercetărilor de teren se poate spune că anomaliile negative de polarizaţie indusă nu depind de aparatura utilizată, de domeniul de măsură, de procedeul de lucru sau de geometria dispozitivului ci sînt funcţii de interacţiunea corpului supus cercetării, proprietăţile electrice ale acestuia şi ale mediului adiacent, adîncimea de amplasare a sa şi implicit de poziţia electrozilor de măsură (lungimea liniilor de emisie-recepţie, distanţa dintre ele).

Datorită faptului că efectul de *PI* este dat de un complex de factori, interpretarea trebuie făcută cu multă prudenţă, fără a neglija nici una din cauzele ce duc la apariţia anomaliilor de polarizaţie indusă negative, care în anumite situaţii, suprapunîndu-se peste cele pozitive generate de mineralizaţii, conduc la estomparea acestora.

Primit la redacţie: *2.II.1980*

BIBLIOGRAFIE

1. JOHN S. SUMMER, *The problem of negative induced polarization anomalies*, University of Arizona, Proceedings of the symposium on induced electrical polarization, pag. 32—50. February 18 and 19, 1967.
2. CL. LAZĂR, ERIKA LAZĂR, *Cercetări geofizice pentru mineralizaţii de sulfuri complexe asociate metamorfitelor din Carpaţii Orientali (zona Mestecăniş)*, Arh. I.G.G., Bucureşti, 1977.

CONTRIBUTIONS TO THE EXPLAINING OF THE INDUCED POLARISATION NEGATIVE ANOMALIES

(ABSTRACT)

Due to the fact that the theoretical considerations do not satisfactorily explain the negative I. P. anomalies, some laboratory and field experiments have been carried out. The results obtained show that the negative I. P. anomalies do not solely depend on the equipment used, measuring domain, working procedure or the geometry of the electrodes array but are strongly connected with the interrelation of the shape of the body and its electrical properties, the depth of location as well as with the position of the measuring electrodes.

MODELE MATEMATICE PENTRU PRELUCRAREA LA CALCULATOR A DIAGRAFIILOR OBȚINUTE ÎN ROCI DETRITICE

VICTOR NEGOIȚĂ

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze, Cîmpina

INTRODUCERE

Evaluarea rocilor detritice a constituit și încă mai constituie una dintre dificilele probleme ale geofizicii de sondă. În astfel de colectoare metodele de evaluare cantitativă a parametrilor geofizici și petrofizici ai rocii trebuie selecționate cu grijă și folosite în concordanță cu gradul de complexitate al litologiei și a porozității.

Determinarea parametrilor geofizici ai rocilor detritice este efectuată în prezent folosind următoarele metode de investigare geofizică complexă a sondelor, realizabile cu ajutorul aparaturii existente în dotarea echipamentelor fabricate în țară și în străinătate :

a) carotajul electric clasic constituit din diferite macrodispozitive potențiale și gradiente ca cele din metodele BKZ [1], DRR [6] și Schlumberger [15]. Aceste metode permit determinarea în parte sau în totalitate a următorilor parametri geofizici : rezistivitatea reală, rezistivitatea zonei invadate, rezistivitatea zonei spălate și diametrul zonei de invazie.

b) microdispozitivele focalizate (carotajul inductiv și laterologul) care permit determinarea acelorași patru parametri dacă sînt folosite împreună [14,15].

Simultan cu măsurătorile electrice clasice, sau focalizate, se înregistrează și potențialul spontan al rocilor necesar cunoașterii valorilor de rezistivitate ale apelor de zăcămînt.

c) microdispozitivele nefocalizate și focalizate (microcarotajul, microlaterologul, proximitylogul și carotajul microsferic focalizat) furnizînd rezistivitatea zonei spălate ;

d) radioactivitatea naturală a rocilor înregistrată de carotajul radioactivității gama [1,15] ;

e) concentrația în hidrogen la o distanță mică față de dispozitivele de măsură de tip neutron-gama și neutron-neutron, cele mai recente realizări în acest domeniu constituindu-le aparatele Sidewall Neutron Porosity și Compensated Neutron Log [14,15] ;

f) densitatea rocilor, furnizată de carotajul radioactiv gama-gama, înregistrată cu ajutorul aparaturii de tip Formation Density Compensated ;

g) viteza de propagare a undelor transversale [3] sau longitudinale [15] prin roci, înregistrată cu ajutorul carotajului acustic compensat de tip Borehole Compensated.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 159–176, BUCUREȘTI, 1980

Utilizarea acestei suite de metode moderne de investigare geofizică a sondelor cît și a unor procedee adecvate de interpretare asigură detectarea și în multe cazuri o evaluare destul de corectă a potențialului productiv al rocilor detritice.

1. FORMULAREA PROBLEMEI

Prelucrarea informației geofizice complexe a sondelor înregistrată în colectoare detritice demarează totdeauna cu determinarea porozității și a litologiei [4, 10, 15, 16], urmînd ca numai după definirea corectă a acestora să se treacă într-o fază ulterioară la determinarea celorlalți parametri petrofizici ai rocii.

În scopul îmbunătățirii procedeelor de prelucrare a datelor geofizice de sondă cîteva studii mai vechi, efectuate în țara noastră [5,9], au propus aplicarea unor modele matematice de prelucrare a informației geologo-geofizice, obținută în sonde, a căror prezentare va fi făcută mai jos.

Considerînd că $A_1, A_2, \ldots, A_n$ reprezintă proprietățile fizice ale rocilor, care urmează a fi măsurate prin metodele geofizicii de sondă, iar $X_1, X_2, \ldots, X_n$ fracțiunile din volumul total al rocii ocupate de componenții minerali $a_1, a_2, \ldots, a_{n-(k+1)}$ și de componenții fluizi $a_k, a_{k+1}, \ldots, a_n$, dacă vom dispune de $(n-1)$ măsurători geofizice, efectuate asupra rocii, de valori $y_1, y_2, \ldots, y_{n+1}$, va fi posibilă legarea acestor mărimi printr-un sistem de ecuații de forma

$$\sum_j a_{ij}\, x_j = y_i \qquad \text{unde} \begin{cases} i = (1, 2, 3, \ldots, n-1) \\ j = (1, 2, 3, \ldots, n) \end{cases} \tag{1}$$

în care (j) are semnificația componentului mineral sau fluid al roci iar (i) pe aceea a proprietății fizice măsurate de un anumit dispozitiv geofizic.

În plus, suma tuturor fracțiunilor componenților minerali sau fluizi trebuie să fie egală cu unitatea adică

$$\sum_j a_{nj}\, x_j = y_n \qquad i = (1, 2, 3, \ldots, n) \tag{2}$$

unde $a_{nj} = y_n = 1$ pentru toți j, iar $x_j \geqslant 0$.

Aceste relații pot fi exprimate printr-o ecuație matriceală de forma

$$A\,X = Y \tag{3}$$

în care A reprezintă matricea coeficienților iar X și Y, vectorii coloană ai necunoscutelor și ai termenilor liberi.

Soluția acestei ecuații pentru fracțiunile din volumul total al rocii ocupate de componenții minerali și fluizi este dată de

$$X = A^{-1}\,Y \tag{4}$$

în care A^{-1} reprezintă matricea inversă.

Așadar, utilizînd informația geologică obținută prin analiza petrografică a carotelor mecanice este posibilă cunoașterea componenților

minerali $a_1, a_2, \ldots, - a_{n-(k+1)}$, care alcătuiesc roca detritică şi cu ajutorul acestora se poate opta pentru unul din modelele care vor fi expuse în capitolul 2. Procedeul expus este diferit de cel utilizat în mod frecvent de societatea Schlumberger în programul de calculator SIRIBAND care consideră roca detritică ca fiind formată din argilă şi o matrice. Avantajul procedeului pe care-l propunem apare ori de cîte ori este necesară o evaluare cantitativă a rocii din punct de vedere litologic.

SIMBOLURI

a = apă,
cd = condensat,
g = gaze,
h = hidrocarburi,
p = primar,
s = secundar,
t = ţiţei,
δ = densitate,
Δt = timpul de parcurs al sunetului
x_0 = zona spălată,
A = argilă,
C = calcar,
D = dolomit,
I_H = indice de hidrogen,
M = matricea rocii în sens geofizic,
P = porozitatea,
P_n = porozitatea rezultată din carotajul neutronic,
Q = cuarţ,
V = volum,
ρ = rezistivitatea electrică,
σ = saturaţia porilor,

2. MODELE MATEMATICE ALE ROCILOR DETRITICE

2.1. ROCĂ DETRITICĂ MONOMINERALĂ CU POROZITATE PRIMARĂ SATURATĂ CU UN FLUID

În acest caz, determinarea porozităţii poate fi făcută cu oricare dintre cele trei dispozitive de porozitate (carotaj neutronic, acustic şi gama-gama). Dacă fluidul din spaţiul poros este apa, ecuaţiile celor trei dispozitive au forma

$$P_N = I_{Ha} P + I_{HQ} (1 - P) = V_p + I_{HQ} V_Q \tag{5}$$

$$\Delta t = \Delta t_a P + \Delta t_Q (1 - P) = \Delta t_a V_p + \Delta t_Q V_Q \tag{6}$$

$$\delta = \delta_a P + \delta_Q (1 - P) = \delta_a V_p + \delta_Q V_Q. \tag{7}$$

În cazul că fluidul din spaţiul poros este constituit din ţiţei, gaze sau condensat, va fi necesară înlocuirea coeficienţilor $(I_{Ha}, \Delta t_a, \delta_a)$ prin $(I_{Ht}, \Delta t_t, \delta_t)$, $(I_{Hg}, \Delta t_g, \delta_g)$ şi respectiv $(I_{Hcd}, \Delta t_{cd}, \delta_{cd})$.

2.2. ROCĂ DETRITICĂ MONOMINERALĂ CU POROZITATE PRIMARĂ ŞI DOUĂ FLUIDE ÎN SPAŢIUL POROS

Prezenţa a două fluide în spaţiul poros presupune pentru majoritatea rocilor detritice şi existenţa apei. Aceasta implică relaţia (8) şi grupul de restricţii (9)

$$P = P_a + P_t + P_g + P_{cd} \tag{8}$$

$$P_t \neq 0, \; P_g = P_{cd} = 0$$

$$P_g \neq 0,\ P_{cd} = P_t = 0 \tag{9}$$

$$P_{cd} \neq 0,\ P_t = P_g = 0.$$

În acest caz, soluția problemei va fi obținută prin folosirea oricăror două din cele trei ecuații scrise mai jos

$$P_N = I_{H_a} P_a + I_{H_h} P_H + I_{H_Q} [1 - (P_a + P_h)] =$$

$$= V_a + I_{H_h} V_h + I_{H_Q} V_Q \tag{10}$$

$$\Delta t = \Delta t_a P_a + \Delta t_h P_h + \Delta t_Q [1 - (P_a + P_h)] =$$

$$= \Delta t_a V_a + \Delta t_h V_h + \Delta t_Q V_Q \tag{11}$$

$$\delta = \delta_a P_a + \delta_h P_h + \delta_Q [1 - (P_a + P_h)] =$$

$$= \delta_a V_a + \delta_h V_h + \delta_Q V_Q. \tag{12}$$

Acestor trei ecuații li se adaugă ecuația volumetrică

$$1 = V_a + V_h + V_Q \tag{13}$$

În acest mod vom dispune de trei sisteme de ecuații cu trei necunoscute, oricare dintre ele permițînd extragerea celor trei parametri căutați, adică volumele de apă, hidrocarburi și cuarț.

Valoarea porozității rocii va fi exprimată prin

$$P = V_a + V_h. \tag{14}$$

Relația (13) sugerează posibilitatea utilizării unor metode grafice bazate pe diagrame ternare ale căror proprietăți vor fi prezentate în continuare. Pentru vîrfurile diagramei ternare totdeauna:

$$V_a = 1 \quad \text{și} \quad V_h = 0 \quad V_Q = 0$$

$$V_h = 1 \quad \text{și} \quad V_Q = 0 \quad V_a = 0$$

$$V_Q = 1 \quad \text{și} \quad V_a = 0 \quad V_h = 0$$

în timp ce pe laturile diagramei ternare vom avea: pentru $(\overline{Qa}) \rightarrow (V_h = 0)$ pentru $(\overline{Qh}) \rightarrow (V_a = 0)$ pentru $(\overline{ah}) \rightarrow (V_Q = 0)$.

Este evident că prin împărțirea laturilor $(\overline{Qa})$, $(\overline{Qh})$ și $(\overline{ah})$ în 100 părți egale și unirea acestora ca în figura 1a se va obține o diagramă

ternară de bază utilă determinării procentuale a celor trei componenți minerali sau fluizi. Analiza sistemului de ecuații (10—12) demonstrează posibilitatea reprezentării ecuației fiecărui aparat de investigare geofizică pe o diagramă ternară etalonată astfel încît la

$$V_a = 1 \qquad a_1 = I_{H_a} \cup \Delta t_a \cup \delta_a$$

$$V_h = 1 \qquad a_2 = I_{H_h} \cup \Delta t_h \cup \delta_h$$

$$V_Q = 1 \qquad a_3 = I_{H_Q} \cup \Delta t_Q \cup \delta_Q$$

în care a_1, a_2 și a_3 reprezintă valorile atribuite vîrfurilor diagramei ternare.

În aceste condiții ecuația de răspuns a fiecărui aparat de investigare geofizică va reprezenta o dreaptă care intersectează două din cele trei laturi ale diagramei ternare pentru o valoare egală cu cea exprimată de termenii liberi (P_N, Δt, δ) ai ecuațiilor (10—12). Figura 1b reprezintă o astfel de diagramă ternară „soluție" pe care sînt trasate cele două drepte — corespunzînd răspunsului a două dispozitive de investigare care se intersectează într-un punct „soluție".

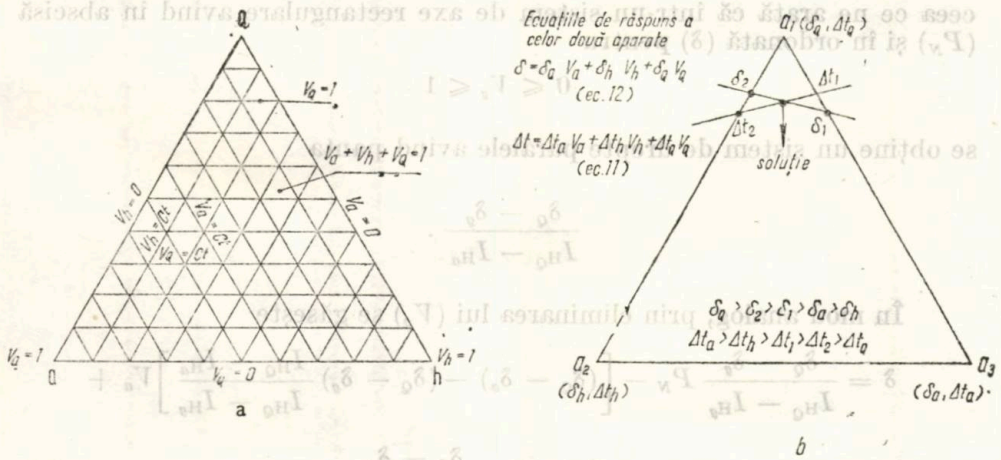


Fig. 1.— Diagramă ternară pentru determinarea procentuală a trei componenți minerali și fluizi (*a*) și „soluția" ecuațiilor de răspuns a celor două aparate geofizice (*b*).

Suprapunînd diagrama ternară „soluție" peste diagrama ternară de bază se vor putea determina în punctul de intersecție al celor două drepte valorile parametrilor căutați: V_a, V_h și V_Q.

O a doua metodă grafică utilă mai ales atunci cînd hidrocarburile sînt constituite din gaze poate fi cea care folosește graficele duale în următoarea variantă:

Din sistemul de ecuații (10—12) vom lua cele două ecuații pentru carotajul neutronic și carotajul gama-gama

$$P_N = I_{H_a} V_a + I_{H_g} V_g + I_{H_Q} V_Q \tag{15}$$

$$\delta = \delta_a V_a + \delta_g V_g + \delta_Q V_Q \tag{16}$$

pe care le vom scrie sub forma

$$P_N = I_{H_Q} - (I_{H_Q} - I_{H_g}) V_g - (I_{H_Q} - I_{H_a}) V_a \tag{17}$$

$$\delta = \delta_Q - (\delta_Q - \delta_g) V_g - (\delta_Q - \delta_a) V_a . \tag{18}$$

Eliminînd pe (V_a) din aceste două ecuații, obținem

$$\delta = \frac{\delta_Q - \delta_a}{I_{H_Q} - I_{H_a}} P_N - \left[(\delta_Q - \delta_g) - (\delta_Q - \delta_a) \frac{I_{H_Q} - I_{H_g}}{I_{H_Q} - I_{H_a}} \right] V_g + \\ + \delta_Q - I_{H_Q} \frac{\delta_Q - \delta_a}{I_{H_Q} - I_{H_a}} \tag{19}$$

ceea ce ne arată că într-un sistem de axe rectangulare avînd în abscisă (P_N) și în ordonată (δ) pentru

$$0 \leqslant V_g \leqslant 1$$

se obține un sistem de drepte paralele avînd panta

$$\frac{\delta_Q - \delta_g}{I_{H_Q} - I_{H_a}} .$$

În mod analog, prin eliminarea lui (V_g) se găsește

$$\delta = \frac{\delta_Q - \delta_g}{I_{H_Q} - I_{H_g}} P_N - \left[(\delta_Q - \delta_a) - (\delta_Q - \delta_g) \frac{I_{H_Q} - I_{H_a}}{I_{H_Q} - I_{H_g}} \right] V_a + \\ + \delta_Q - I_{H_Q} \frac{\delta_Q - \delta_g}{I_{H_Q} - I_{H_g}} \tag{20}$$

iar pentru

$$0 \leqslant V_a \leqslant 1$$

vor putea fi trasate o serie de drepte paralele avînd panta

$$\frac{\delta_Q - \delta_g}{I_{H_Q} - I_{H_g}} .$$

Ecuaţiile (19 şi 20) reprezintă drepte pentru care $V_g = \text{const.}$ şi respectiv $V_a = \text{const.}$ Oricare cuplu de valori obţinute prin măsurători de carotaj neutronic şi carotaj gama-gama, se va plasa la intersecţia a două drepte pentru care $V_g = \text{const.}$ şi $V_a = \text{const.}$, furnizînd prin adunarea lor valoarea porozităţii rocii

$$V_a + V_g = P. \tag{21}$$

Cele două sisteme de drepte sînt limitate prin ecuaţia (13) la suprafaţa unui triunghi ale cărui vîrfuri au coordonatele (I_{H_g}, δ_g), (I_{H_a}, δ_a) şi (I_{H_Q}, δ_Q) şi ale cărui laturi au ecuaţiile

$$\delta = \frac{\delta_Q - \delta_a}{I_{H_Q} - I_{H_a}} P_N + \delta_Q - I_{H_Q} \frac{\delta_Q - \delta_a}{I_{H_Q} - I_{H_a}} \tag{22}$$

$$\delta = \frac{\delta_g - \delta_Q}{I_{H_g} - I_{H_Q}} P_N + \delta_g - I_{H_g} \frac{\delta_g - \delta_Q}{I_{H_g} - I_{H_Q}} \tag{23}$$

$$\delta = \frac{\delta_a - \delta_g}{I_{H_a} - I_{H_g}} P_N + \delta_a - I_{H_a} \frac{\delta_a - \delta_g}{I_{H_a} - I_{H_g}}. \tag{24}$$

Figura 2 exemplifică cele spuse mai sus printr-un grafic carotaj neutronic — carotaj gama-gama pentru o gresie cu porozitate primară, saturată$_a$ cu apă şi gaze avînd următoarele caracteristici :

$I_{H_a} = 1$; $I_{H_g} = 0{,}5$; $I_{H_Q} = -0{,}04$; $\delta_a = 1$ kg/dm^3 ; $\delta_g = 0{,}2$ kg/dm^3 ; $\delta_Q = 2{,}65$ kg/dm^3.

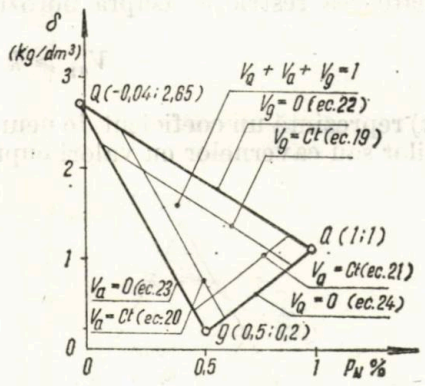


Fig. 2. — Grafic dual $P_N - \delta$ pentru o rocă detritică grezoasă cu două tipuri de fluide în spaţiul poros.

Este evident că schimbarea tipului de hidrocarburi din pori va necesita schimbarea coeficienţilor caracteristici gazelor din ecuaţiile (17—24), cu coeficienţii corespunzători condensatului sau ţiţeiului.

2.3. ROCĂ DETRITICĂ MONOMINERALĂ CU POROZITATE MULTIPLĂ ŞI UN SINGUR FLUID ÎN SPAŢIUL POROS

Separarea celor două tipuri de porozitate — primară (P_p) şi secundară (P_s) — nu poate fi făcută decît prin folosirea a două metode de investigare geofizică dintre care una este în mod obligatoriu carotajul acustic.

Ecuațiile ce ne stau la dispoziție în cazul în care fluidul din pori este constituit de apă sînt următoarele :

$$P_N = I_{H_a} P_p + I_{H_a} P_s + I_{H_Q}[1 - (P_p + P_s)] =$$

$$= V_{ap} + V_{as} + V_Q I_{H_Q} \tag{25}$$

$$\Delta t = \Delta t_a P_p + \Delta t_Q P_s + \Delta t_Q [1 - (P_p + P_s)] =$$

$$= \Delta t_a V_{ap} + \Delta t_Q (V_{as} + V_Q) \tag{26}$$

$$\delta = \delta_a P_p + \delta_a P_s + \delta_Q [1 - (P_p + P_s)] =$$

$$= \delta_a (V_{ap} + V_{as}) = \delta_Q V_Q. \tag{27}$$

Celor trei ecuații de mai sus li se adaugă ecuația volumetrică

$$1 = V_{ap} + V_{as} + V_Q . \tag{28}$$

Porozitatea totală a rocii va fi obținută prin însumarea porozității primare și a celei secundare

$$V_{ap} + V_{as} = V_p \tag{29}$$

cu următoarea restricție asupra porozității secundare

$$V_{ap} \geqslant k V_{as}$$

unde (k) reprezintă un coeficient de neuniformitate al rocii datorit fisurilor, fracturilor sau cavernelor cu valori cuprinse între 5 și 10.

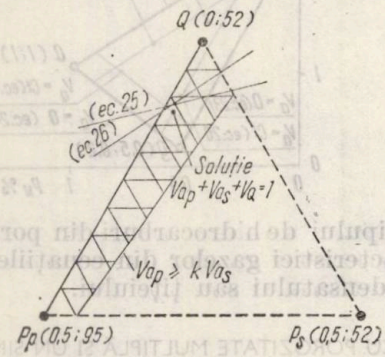


Fig. 3. — Diagramă ternară pentru o rocă detritică grezoasă cu porozitate primară (intergranulară) și secundară (fisurală).

Folosirea metodelor grafice conduce la diagrame ternare ca cea din figura 3 sau la grafice duale ca cel din figura 4 pentru combinația carotaj-neutronic — carotaj acustic și ca cel din figura 5 pentru combinația carotaj acustic — carotaj gama-gama.

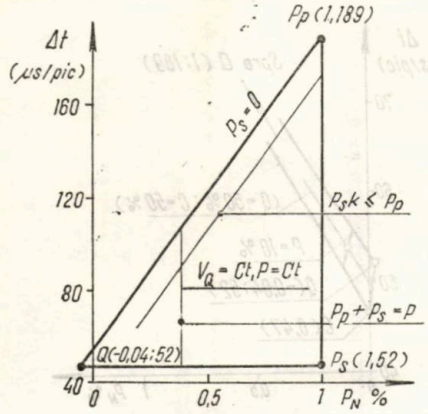


Fig. 4. — Grafic dual $P_N - \Delta t$ pentru o rocă detritică grezoasă cu porozitate intergranulară şi fisurală.

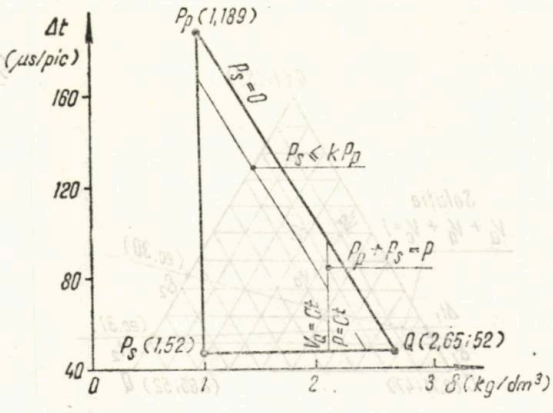


Fig. 5. — Grafic dual $\delta - \Delta t$ pentru o rocă detritică grezoasă cu porozitate intergranulară şi fisurală.

2.4. ROCĂ DETRITICĂ COMPUSĂ DIN DOUĂ MINERALE CU UN SINGUR TIP DE FLUID ÎN SPAŢIUL POROS

Dacă roca prezintă numai porozitate primară şi este acviferă, ecuaţiile ce ne stau la dispoziţie pentru o matrice compusă din cuarţ şi calcit sînt următoarele :

$$P_N = I_{H_a} P_a + I_{H_Q} + V_Q + I_{H_C} V_C = V_p + I_{H_Q} V_Q \text{ deoarece } I_{HC} = 0 \tag{30}$$

$$\Delta t = \Delta t_a P_a + \Delta t_Q V_Q + \Delta t_C V_C = \Delta t_a V_p + \Delta t_Q V_Q + \Delta t_C V_C \tag{31}$$

$$\delta = \delta_a P_a + \delta_Q V_Q + \delta_C V_C = \delta_a V_p + \delta_Q V_Q + \delta_C V_C . \tag{32}$$

Oricare din ecuaţiile (30—32) împreună cu ecuaţia volumetrică

$$1 = V_p + V_Q + V_C \tag{33}$$

asigură un sistem de trei ecuaţii cu trei necunoscute din care pot fi extrase volumele ocupate de cei doi componenţi minerali şi de componentul fluid.

Înlocuirea apei prin hidrocarburi, în cazul unei gresii productive va modifica ecuaţiile (30—32), în sensul că în ecuaţia (30) va apare coeficientul (I_{H_h}) care multiplică pe (V_p) iar în ecuaţiile (31) şi (32) coeficienţii (Δt_a) şi (δ_a) vor fi înlocuiţi prin (Δt_h) şi (δ_h).

Metodele geofizice bazate pe diagramele ternare sau reprezentările duale pot fi utilizate cu succes. În figurile 6 şi 7 sînt exemplificate o diagramă ternară şi un grafic dual pentru combinaţia carotaj acustic — carotaj gama-gama în cazul asociaţiei minerale cuarţ-calcit cu apă în spaţiul poros, la care pentru cuarţ au fost folosiţi următorii parametrii : $I_{H_Q} = -0{,}04$; $\delta_Q = 2{,}65$ kg/dm³ ; $\Delta t_Q = 52$ μs/picior, iar pentru calcit $I_{HC} = 0$; $\delta_C = 2{,}71$ kg/dm³ şi $\Delta t_C = 47$ μs picior.

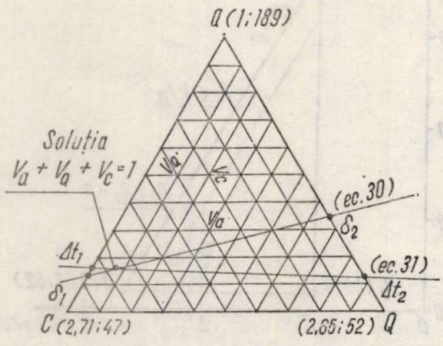


Fig. 6. — Diagramă ternară pentru o rocă detritică acviferă formată dintr-un amestec binar de cuarț și calcit.

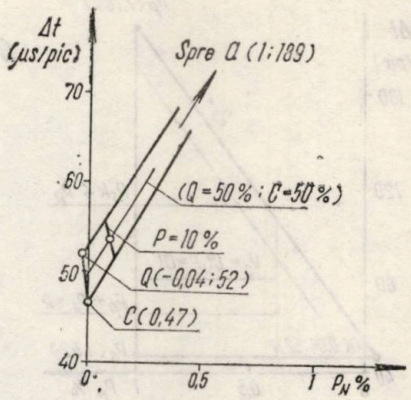


Fig. 7. — Grafic dual $P_N - \Delta t$ pentru o rocă detritică acviferă formată dintr-un amestec binar de cuarț și calcit.

2.5. COMBINAȚIA DOLOMITULUI CU CUARȚUL ÎNTR-O ROCĂ CU UN SINGUR FLUID ÎN SPAȚIUL POROS

Pentru o gresie dolomitică acviferă al cărei spațiu poros conține numai apă ecuațiile celor trei dispozitive de porozitate și ecuația volumetrică iau forma

$$P_N = V_p + I_{H_Q} V_Q + I_{H_D} V_D \tag{34}$$

$$\Delta t = \Delta t_a V_p + \Delta t_Q V_Q + \Delta t_D V_D \tag{35}$$

$$\delta = \delta_a V_p + \delta_Q V_Q + \delta_D V_D \tag{36}$$

$$1 = V_p + V_Q + V_D. \tag{37}$$

Pentru determinarea celor trei necunoscute (V_p), (V_D) și (V_Q), sînt necesare două din ecuațiile (34—36) obținute prin măsurători de sondă și ecuația volumetrică (37).

2.6. ROCĂ DETRITICĂ MURDARĂ CU UN SINGUR TIP DE POROZITATE ȘI FLUID

Prezența pelitelor în rocile detritice, din punctul de vedere al măsurătorilor acustice, este întrucîtva mai complicată ca urmare a comportării diferite a argilelor în funcție de modul lor de depunere în rocă.

În timp ce argilele depuse sub formă lamelară sau structurală se comportă ca și un mineral obișnuit, argilele disperse se comportă ca și apa din porii rocii cu care de obicei formează amestecuri. Graficul din figura 8 exemplifică cele spuse mai înainte, timpul de parcurs pentru argi-

lele lamelare şi structurale (Δt_A *lam-str*) se plasează în zona mineralelor pure, în timp ce (Δt_{Adis}) este egal cu (Δt_a), amestecul celor două tipuri de argile conducînd la un punct care se plasează pe dreapta ($\Delta t_{A\,dis} - \Delta t_{A\,lam-str}$).

În aceste condiţii, termenii care vor reprezenta contribuţia argilei vor fi ($V_A \Delta t_a$) pentru o argilă diseminată şi ($V_A \Delta t_A$) pentru argilele lamelare sau structurale.

Pentru exemplificare va fi prezentată combinaţia cuarţului cu argila într-o rocă cu porozitate primară. În acest caz, ecuaţiile de răspuns care ne stau la dipoziţie pentru carotajul neutronic, carotajul gama-gama şi carotajul acustic în cazul că fluidul din spaţiul poros este constituit de apă dulce sînt următoarele :

$$P_N = V_p + I_{H_Q} V_Q + I_{H_A} V_A \tag{38}$$

$$\delta = \delta_a V_p + \delta_Q V_Q + \delta_A V_A. \tag{39}$$

Pentru carotajul acustic se va utiliza ecuaţia (40) în cazul argilelor diseminate şi ecuaţia (41) pentru argilele lamelare sau structurale

$$\Delta t = \Delta t_a (V_p + V_{Adis}) + \Delta t_Q V_Q \tag{40}$$

$$\Delta t = \Delta t_a V_p + \Delta t_Q V_Q + \Delta t_A (V_{Alam} + V_{Astr}). \tag{41}$$

Este evident că

$$V_{Adis} + (V_{Alam} + V_{Astr}) = V_A. \tag{42}$$

Acestor ecuaţii li se adaugă ecuaţia volumetrică de unitate

$$1 = V_p + V_Q + V_A. \tag{43}$$

Combinaţia de dispozitive recomandată este cea dintre carotajul neutronic şi carotajul gama-gama.

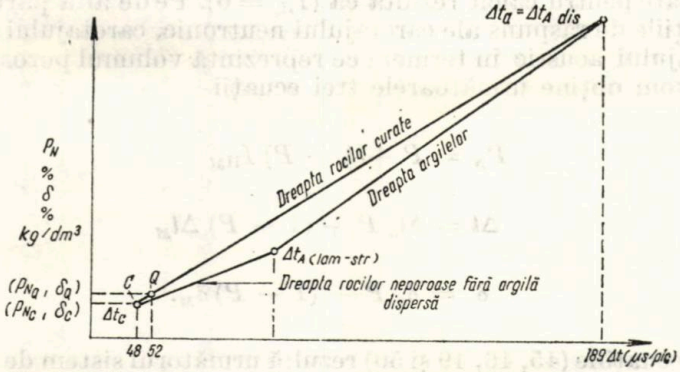


Fig. 8. — Variaţia timpului de parcurs al sunetului în rocile detritice în funcţie de modul de depunere al argilelor.

Metodele grafice îşi găsesc în acest caz o aplicaţie extrem de utilă datorită diferenţelor mari între valorile parametrilor geofizici specifici cuarţului şi argilelor. Datorită paletei de valori extrem de întinsă a componenţilor pelitici opinăm pentru folosirea graficelor duale. În cazul în care cîmpul de valori al argilelor este cunoscut prin probe sigure de laborator pot fi folosite şi diagrame ternare. Figura 8 reprezintă un grafic dual pentru

combinația cuarț-argilă în care mineralele argiloase constituie de fapt un amestec de beidelit, monttmorilonit și vermiculit. Se poate observa că rezoluția acestui grafic este foarte bună pentru oricare termen al seriei cuarț-argilă și oricare combinație de filosilicați.

2.7. ROCĂ DETRITICĂ CONȚINÎND TREI MINERALE ȘI UN SINGUR TIP DE FLUID ÎN SPAȚIUL POROS

Indiferent de tipul mineralelor existente în matrice, prezența a trei componenți minerali și a unui component fluid reclamă determinarea a patru necunoscute necesitînd utilizarea carotajului neutronic, a carotajului gama-gama și a carotajului acustic.

Dacă vom nota prin (V_1), (V_2) și (V_3) volumele ocupate de cei trei componenți minerali și prin $(V_4 = P)$ volumul porilor vom dispune de următorul sistem de ecuații

$$P_N = P + I_{H_1} V_1 + I_{H_2} V_2 + I_{H_3} V_3 \tag{44}$$

$$\Delta t = \Delta t_a P + \Delta t_1 V_1 + \Delta t_2 V_2 + \Delta t_3 V_3 \tag{45}$$

$$\delta = \delta_a P + \delta_1 V_1 + \delta_2 V_2 + \delta_3 V_3 \tag{46}$$

$$1 = P + V_1 + V_2 + V_3. \tag{47}$$

Dacă aparatura de carotaj neutronic este calibrată direct în unități de porozitate pentru calcit rezultă că $(I_{H_3} = 0)$. Pe de altă parte dacă vom scrie ecuațiile de răspuns ale carotajului neutronic, carotajului gama-gama și a carotajului acustic în termeni ce reprezintă volumul poros și volumul matricei vom obține următoarele trei ecuații

$$P_N = P + (1 - P) I_{H_M} \tag{48}$$

$$\Delta t = \Delta t_a P + (1 - P) \Delta t_M \tag{49}$$

$$\delta = \delta_a P + (1 - P) \delta_M. \tag{50}$$

Din ecuațiile (45, 46, 49 și 50) rezultă următorul sistem de ecuații care se aplică numai componenților minerali ai matricei

$$\delta_M = \delta_1 V_1 + \delta_2 V_2 + \delta_3 V_3 \tag{51}$$

$$\Delta t_M = \Delta t_1 V_1 + \Delta t_2 V_2 + \Delta t_3 V_3 \tag{52}$$

$$1 = V_1 + V_2 + V_3. \tag{53}$$

în care (V_1), (V_2) și (V_3) reprezintă volumele ocupate de cei trei componenți, iar (δ_1), (δ_2), (δ_3) și (Δt_1), (Δt_2) și (Δt_3) reprezintă densitățile și timpii de parcurs specifici celor trei componenți minerali. Cum ecuațiile (49) și (50) se pot scrie și sub forma

$$\Delta t_M = \frac{\Delta t}{1-P} - \frac{P}{1-P}\,\Delta t_a \tag{54}$$

$$\delta_M = \frac{\delta}{1-P} - \frac{P}{1-P}\,\delta_a \tag{55}$$

rezultă că sistemul de ecuații (51—53) caracteristic matricei rocii poate fi pus sub forma

$$\frac{\Delta t}{1-P} - \frac{P}{1-P}\,\Delta t_a = V_1 \Delta t_1 + \Delta t_2\, V_2 + \Delta t_3\, V_3 \tag{56}$$

$$\frac{\delta}{1-P} - \frac{P}{1-P}\,\delta_a = \delta_1 V_1 + \delta_2 V_2 + \delta_3 V_3 \tag{57}$$

$$1 = V_1 + V_2 + V_3 . \tag{58}$$

Determinarea celor patru necunoscute (P, V_1, V_2, V_3) care apar în cazul rocilor detritice curate compuse din trei componenți minerali poate fi efectuată fie pe cale analitică cu ajutorul sistemelor de ecuații scrise mai sus (cazul prelucrării la calculator), fie pe cale grafică.

Ecuațiile ce ne stau la dispoziție în cazul unei roci detritice argiloase acvifere constituită din cuarț, calcar și argilă, vor fi următoarele :

$$P_N = V_p + I_{H_Q}\, V_Q + I_{H_A}\, V_A \tag{59}$$

$$\Delta t = \Delta t_a\,(V_p + V_{A\,dis}) + \Delta t_Q\, V_Q + \Delta t_C\, V_C \tag{60}$$

$$\delta = \delta_a\, V_p + \delta_Q\, V_Q + \delta_C\, V_C + \delta_A\, V_A \tag{61}$$

$$1 = V_p + V_Q + V_C + V_A . \tag{62}$$

Ecuația (60) corespunde modelului cu argilă diseminată, în cazul argilei lamelare sau structurale, ea urmînd a fi înlocuită prin ecuația

$$\Delta t = \Delta t_a\, V_p + \Delta t_Q\, V_Q + \Delta t_C\, V_C + \Delta t_A\,(V_{A\,lam} + V_{A\,str}). \tag{63}$$

2.8. ROCĂ DETRITICĂ ARGILOASĂ CU POROZITATE MULTIPLĂ ȘI UN SINGUR FLUID ÎN SPAȚIUL POROS

Dacă roca este acviferă, ecuațiile furnizate de cele trei metode de investigare, acustică, neutronică și gama-gama, vor forma următorul sistem

$$P_N = I_{H_a} V_p + I_{H_a} V_S + I_{H_Q} V_Q + I_{H_A} V_A \tag{64}$$

$$\Delta t = \Delta t_a V_p + \Delta t_M V_S + \Delta t_Q V_Q + \Delta t_A (V_{A\,lam} + V_{A\,str}) \tag{65}$$

$$\delta = \delta_a V_p + \delta_a V_S + \delta_Q V_Q + \delta_A V_A \tag{66}$$

$$1 = V_p + V_Q + V_A \tag{67}$$

utilizabil pentru cazul argilei depusă lamelar și structural. În cazul prezenței argilelor diseminate ecuația (65) va fi înlocuită prin

$$\Delta t = \Delta t_a (V_p + V_{Adis}) + \Delta t_M V_S + \Delta t_Q V_Q. \tag{68}$$

În aceste ecuații valoarea timpului de parcurs în matrice este dată de

$$\Delta t = \frac{\Delta t_Q V_Q + (V_{A\,lam} + V_{A\,str}) \Delta t_A}{V_Q + V_{Alam} + V_{A\,str}}. \tag{69}$$

3. DETERMINAREA PARAMETRILOR PETROFIZICI AI ROCILOR DETRITICE

Determinarea parametrilor petrofizici ai rocii prin metode de rezistivitate electrică face apel la formulele clasice ale interpretării cantitative prin intermediul cărora parametrii geofizici rezultați în prima fază a prelucrării datelor (rezistivitatea zonei spălate rezistivitatea zonei invadate și rezistivitatea reală) sînt transformați permițînd să se determine :

— factorul de formație (F) definit ca raportul dintre rezistivitatea reală a rocii saturată 100 % cu apă și rezistivitatea apei interstițiale a rocii (ρ_a)

$$F = \frac{\rho_R}{\rho_a}, \tag{70}$$

—porozitatea exprimată prin relația (71) stabilită de Archie în care apare în afara factorului de formație, o constantă (β) și exponentul de cimentare (m)

$$P = \left(\frac{\beta}{F}\right)^{1/m}, \tag{71}$$

— tortuozitatea (T) definită de Dahnov [1] prin relaţia

$$T = (F\,P)^{1/2} = (\beta^{1/m} F^{m-1/m})^{1/2}, \tag{72}$$

— saturaţia în apă a rocii (τ_a) exprimată prin bine-cunoscuta ecuaţie Archie, în care (n) reprezintă exponentul de saturaţie

$$\tau_a = [(F\,\rho_a)/\rho_R]^{1/n}, \tag{73}$$

— cantitatea de hidrocarburi vehiculabilă prin spaţiul poros al rocii (α) reprezentată prin

$$\alpha = P\,(\tau_h - \tau_{xo}) \tag{74}$$

în care (τ_{xo}) reprezintă saturaţia în hidrocarburi a zonei spălate,

— permeabilitatea (K) definită după Kozeny prin relaţia (75) în care (γ) este o constantă, iar (τ_{atr}) reprezintă saturaţia în apă ireductibilă a rocii [13]

$$K = \frac{1}{\gamma_F}\left(\frac{P}{1-P}\right)\frac{1}{\tau_{atr}^2}. \tag{75}$$

În cazul rocilor detritice care conţin şi argilă ecuaţia (73) este înlocuită prin ecuaţia Poupon — Leveaux [11] şi [12] care are forma

$$\frac{1}{\rho_R} = \frac{V_A}{\rho_A}\tau_a + \frac{P^m \tau_a^n}{\beta\,\rho_a}. \tag{76}$$

Asociind suita ultimelor formule la cele generate prin aplicarea modelelor matematice prezentate anterior rezultă următorul sistem complet de ecuaţii folosit în cazul unei roci detritice constituită din trei minerale şi al cărui spaţiu poros conţine apă, ţiţei rezidual şi ţiţei vehiculabil (mobil) :

$$\begin{aligned}
P_N &= I_{N_t} P_{tr} + I_{H_t} P_{tv} + I_{H_a} P_a + I_{H_1} V_1 + I_{H_2} V_2 + I_{H_3} V_3 \\
\Delta t &= \Delta t_t P_{tr} + \Delta t_t P_{tv} + \Delta t_a P_a + \Delta t_1 V_1 + \Delta t_2 V_2 + \Delta t_3 V_3 \\
\delta &= \delta_t P_{tr} + \delta_t P_{tv} + \delta_a P_a + \delta_1 V_1 + \delta_2 V_2 + \delta_3 V_3 \\
(P)\ \rho_{xo} &= 0\,P_{tr} + 1\,P_{tv} + 1\,P_a + 0\,V_1 + 0\,V_2 + 0\,V_3 \\
(P)\ \rho_R &= 0\,P_{tr} + 0\,P_{tr} + 1\,P_a + 0\,V_1 + 0\,V_2 + 0\,V_3 \\
1 &= 1\,P_{tr} + 1\,P_{tr} + 1\,P_a + 1\,V_1 + 1\,V_2 + 1\,V_3.
\end{aligned} \tag{77}$$

În acest sistem de ecuații indicii (tr) și (tv) au semnificația țițeiului rezidual și a celui mobil, iar $(P)\rho_{xo}$ și $(P)\rho_R$ sînt exprimate prin relațiile[7]:

$$(P)\ \rho_{xo} = (\rho_{fn}/\rho_{xo})^{1/2} \tag{78}$$

$$(P)\rho_R = (\rho_a/\rho_R)^{1/2}. \tag{79}$$

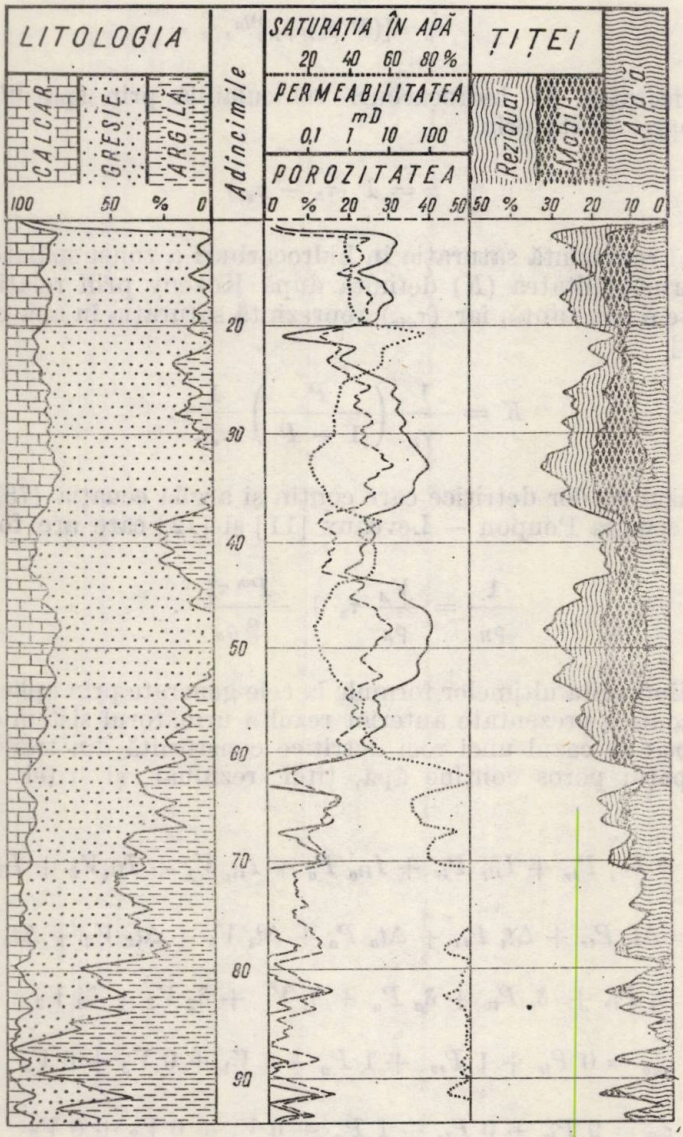


Fig. 9. — Diagramă sinergetică rezultată prin prelucrarea la calculator a diagrafiilor înregistrate într-o sondă care a traversat roci detritice.

Din aceste ultime două relații vor rezulta următoarele formule pe baza cărora se determină volumul de apă al rocii

$$(P\ \tau_a) = (\rho_a / \rho_R)^{1/2} \tag{80}$$

și volumul de țiței rezidual din spațiul poros

$$\left(P - \frac{\rho_{fn}}{\rho_R}\right)^{1/2} = P - [P\ \tau_a + P(\tau_{xo} - \tau_a)]. \tag{81}$$

4. APLICAȚII

În final vom încerca să exemplificăm printr-o diagramă sinergetică (fig. 9) rezultatele la care se ajunge prin aplicarea modelelor matematice, prezentate în această lucrare, la prelucrarea automată în calculatoare a diagrafiilor înregistrate într-o sondă care a traversat un interval constituit din gresii calcaroase și argiloase impregnate cu hidrocarburi. Sonda respectivă dispunea, pe intervalul de adîncime 10 m — 95 m, de următoarele diagrafii : carotaje electrice cu micro și macrodispozitive nefocalizate și focalizate, carotaj radioactiv gama, neutronic și gama-gama precum și carotaj acustic.

În urma prelucrării la calculator a datelor, pentru nivele de adîncime situate la fiecare 0,5 m, pe diagrama sinergetică au putut fi înscrise sub formă grafică continuă următorii parametri geofizici și petrofizici ai rocii : porozitatea, permeabilitatea, saturația în fluide, procentele din volumul rocii ocupate de cei trei componenți minerali precum și volumele de apă, țiței mobil și țiței rezidual care saturează spațiul poros al acestei roci. Astfel, pentru nivelul de adîncime de 30 m au fost obținute următoarele valori :

— Pista nr. 1 (analiza litologică a rocii) ;
calcar = 22 % ; gresie = 71 % ; argilă = 7 %.
— Pista nr. 2 (analiza petrofizică a rocii)
porozitatea = 23,5 % ; permeabilitatea = 27 mD ; saturația în apă = 36 %.
— Pista nr. 3 (analiza fluidelor din rocă)
țiței rezidual = 5,5 % ; țiței mobil = 9,5 % ; apă = 8,5 %.

Pe baza acestor informații roca situată în dreptul cotei de 30 m în figura 9 poate fi caracterizată ca o gresie calcaroasă și slab argiloasă dispunînd de un spațiu poros bine dezvoltat în care 42 % reprezintă țițeiul mobil.

Primit la redacție : *17.XII. 1979*

BIBLIOGRAFIE

1. V. N. Dahnov, *Interpretarea rezultatelor cercetării geofizice a profilelor de sondă*, Edit. tehnică, București, 1961.
2. W. H. Fertl, *Shaly Sand Analysis in Development Wells*, 16th Symposium of S.P.W.L.A Transactions, 1975.

3. E. HAMILTON, *Shear Wave Velocity Versus Depth in Marin Sediments'*, The Log Analyst, (1977).
4. A. HESLOP, *Porosity in Shaly Sands*, 16th Symposium of S.P.W. L.A. Transactions 1975.
5. V. G. NEGOIȚĂ, *Mathematische Modelle zur Computerbear Beitung der in Karbonatgesteinen erhaltenen Bohrlochmessergebnisse*, Erdöl-Erdgas Zeitschrift, 5 (1973).
6. V. G. NEGOIȚĂ, *Procédé et dispositif pour le carottage électrique des sondes D.R.R*, Brévet d'Invention de la Rép. Française no. 1560652, 10 Févr. 1969.
7. V. G. NEGOIȚĂ, *Determinarea cu ajutorul metodelor geofizice de sondă a cantității de hidrocarburi vehiculabile prin spațiul poros*, Petrol și Gaze, **22**, 2 (1971).
8. V. G. NEGOIȚĂ, *Contribuții privind aplicarea modelării matematice în vederea prelucrării diagrafiilor obținute în sondele de hidrocarburi*, Petrol și Gaze, **23**, 2 (1972).
9. J. PATCHETT, *An Investigation of Shale Conductivity*, The Log Analyst, *6* (1975).
10. G. R. PICKETT, *Pattern Recognition as a Means of Formation Evaluation*, 14th Symposium of S.P.W.L.A. Transactions, 1973.
11. A. POUPON, J. LEVEAUX, *Evaluation of Water Saturation in Shaly Formation*, The Log Analyst, *4* (1971).
12. A. POUPON, R. GAIMARD, *The Evaluation of Clay Content from Logs*, The Log Analyst, *3* (1972).
13. L. W. REVETT, *Comparision of Permeabilities from Logs and Sidewall Cores to Predect Production*, 17th Symposium ol S.P.W.L.A. Transactions, 1976.
14. * * * *Log Interpretation Charts*, Schlumberger Houston, 1977.
15. * * * *Log Interpretation*, **2**, Applications, Schlumberger Document, Houston, 1977.

MATHEMATICAL MODELS FOR COMPUTER PROCESSING OF WELL LOGS OBTAINED IN CLASTIC ROCKS

(ABSTRACT)

The purpose of this paper is to show how the log derived values of geophysical parameters can be used in connection with mathematical models and rock mineral identification from cores for a quantitative evaluation of the solid and fluid components belonging to clastic rocks.

The paper presents analytical and graphical models which may be oriented for hand calculation but are readily adapted to a computer logging program.

Field results are also given to support the mathematical models for computer processing described in this paper which are applicable to most types of clastic rocks.

NOTĂ ASUPRA UNOR OBSERVAȚII CU PRIVIRE LA TEMPERATURA FLUIDULUI DE FORAJ MĂSURATĂ LA JGHEABUL SONDEI CU UN TERMOMETRU SUBMERSIBIL[1]

ION BORUGĂ

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, sect. 1, București

ȘTEFAN AIRINEI

Facultatea de geologie, Universitatea București

1. Unul din autori a avut ideea și perseverența să măsoare cu un termometru submersibil temperatura fluidului de foraj la jgheabul a 15 sonde săpate pe două arii din partea de sud-vest a Cîmpiei de Vest a țării, cu structuri geologice conturate seismic și apreciate a avea, eventual, interes economic (fig. 1). Măsurătorile de temperatură s-au efectuat numai pentru adîncimi de peste 500 m, după tubarea coloanelor de ancoraj și pentru zona stratelor poroase interesante din punctul de vedere al acumulărilor de hidrocarburi. Precizia măsurătorilor nu poate fi afectată de erori mai mari de 0,5°C.

Valorile de temperatură măsurate au fost sistematizate într-un tabel general și sub formă de „termodiagrame" pentru fiecare foraj în parte. Din analiza rezultatelor termometrice în cadrul distribuției regionale a temperaturilor din primii 2000 m ai scoarței terestre — așa cum se cunoaște din lucrările existente (V. Negoiță, 1970; D. Paraschiv și M. Cristian, 1975; Șt. Airinei și A. Pricăjan, 1976) — se desprind unele aspecte fizico-geologice locale de oarecare interes. Atenția autorilor se îndreaptă, acum, asupra celor mai frapante.

Fenomenul termic observat, acela al variației temperaturii fluidului de foraj cu avansarea sapei de foraj în adîncime, este deosebit de complex și, relativ, puțin cunoscut. El devine și mai complex atunci cînd fluidul de foraj se ridică la suprafață, pînă la jgheabul sondei care îl va conduce în batal. Complexitatea fenomenului termic rezultă din faptul că incinta în lungul căreia circulă fluidul de foraj, nu este o incintă adiabatică; dacă ar fi, fenomenul termic și-ar pierde interesul practic.

Tabloul termic general din spațiul traversat de gaura de sondă constă din următoarele două părți: cîmpul natural al temperaturilor din rocile deschise de sondă și cîmpul artificial al temperaturilor dezvoltat de procesul de foraj și de circulația fluidului de foraj. În plus, cîmpul natural al temperaturilor trebuie privit ca produs al energiei termice distribuită conductiv, pe care se poate suprapune, local, energia termică transferată „convectiv penetrant" de circulația

[1] Lucrare prezentată la Sesiunea științifică a cadrelor didactice, cercetătorilor și studenților din Facultatea de geologie și geografie a Universității din București (București, 26—27 aprilie, 1979).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 177—186, BUCUREȘTI, 1980

subterană a apelor termale. Accidental, în lungul coloanei stratigrafice a sondelor cercetate, regimul termic natural specific regiunii poate fi modificat pe segmente mai mari sau mai mici şi de cauze, ca: detentă de gaze naturale, aporturi de ape reci sau ape termalizate, de ţiţei şi gaze fierbinţi etc.

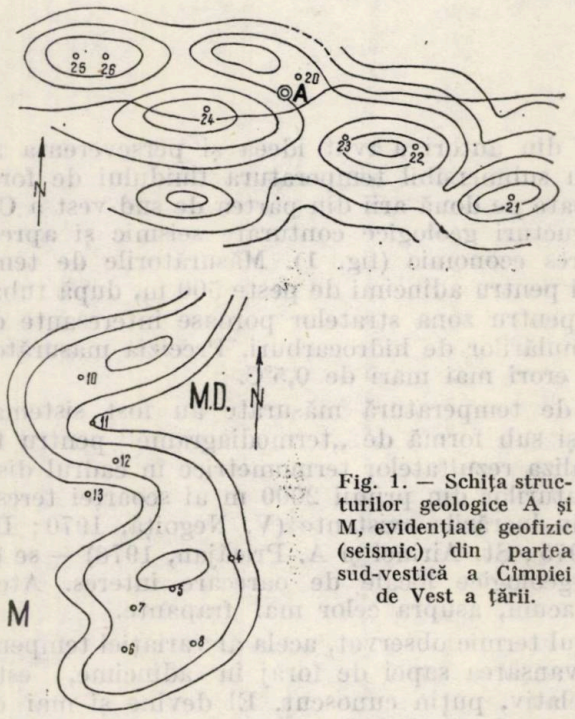


Fig. 1. — Schiţa structurilor geologice A şi M, evidenţiate geofizic (seismic) din partea sud-vestică a Câmpiei de Vest a ţării.

Fluidul de foraj circulă pe o ramură descendentă de la temperaturi mici spre temperaturi progresiv mai mari spre talpa sondei şi, apoi, pe o ramură ascendentă de la temperatura adîncimii atinsă, spre temperatura joasă de la suprafaţă. Între curentul descendent, prin prăjina de foraj şi curentul ascendent, prin spaţiul dintre prăjina de foraj şi peretele găurii de sondă, are loc un schimb continuu de căldură de la curentul ascendent, mai cald, spre curentul descendent, mai rece, precum şi între curentul ascendent şi rocile din peretele găurii de sondă cu temperaturi din ce în ce mai joase spre suprafaţă. În general, circulaţia fluidului de foraj în lungul găurii de sondă conduce la o răcire a peretelui ei. Pentru caracterizarea tabloului general al regimului termic schiţat, trebuie să se ţină seama şi de alţi factori, ca: conductivitatea termică a rocilor deschise de sondă, a fluidului de foraj şi a ansamblului tehnic de forare (prăjină şi sapă); porozitatea, respectiv permeabilitatea rocilor (mărimi decisive pentru conductivitatea şi difuzivitatea termică a lor, condiţionate prin natura fluidelor conţinute); condiţii specifice de compoziţie mineralogică a rocilor şi de structură

(falii cu sau fără de oglinzi de frictiune, componenți cărbunoși sau metalici, sulfuri sau oxizi) ș.a.

Autorii le-au avut în vedere, dar nu au dispus de posibilitatea să le determine valoric participarea, așa că rezultatele care urmează să fie prezentate rămîn la nivel informativ și preliminar.

2. Măsurătorile cu termometrul submersibil s-au făcut la capătul de evacuare a fluidului de foraj din gaura de sondă în jgheabul de curgere spre batal, înregistrîndu-se pentru fiecare temperatură citită și adîncimea la care se afla sapa de foraj în acel moment. În cazul întreruperilor în foraj, citirile au fost reluate numai după ce fluidul de foraj „s-a dat peste cap" de cîteva ori, adică a circulat de cîteva ori din batal la talpa sondei și înapoi, pentru omogenizarea temperaturilor pe segmentele parcurse de el în cursa descendentă și ascendentă. Viteza medie a fluidului de foraj, în funcție de viscozitatea lui, poate varia între 1,0 și 1,5 m/s, ceea ce, pentru un circuit complet suprafață — talpa sondei — suprafață și pentru adîncimea de 1000 m a găurii de sondă, înseamnă un interval de timp de la 34 la 22 minute.

În timpul cît sapa de foraj nu funcționează, în sondă intră și ies volume egale de noroi; cînd sapa avansează, volumul de noroi crește cu volumul rocii dislocate. Mai mult, stratele de roci deschise pot fi nesaturate în fluide, caz în care se produce o pierdere din fluidul de foraj pînă la colmatarea peretelui, în cantități mai mari decît volumul detritusului antrenat spre gura sondei, ceea ce face ca volumul noroiului introdus să fie mai mare decît volumul celui revenit la jgheabul de evacuare.

Conductivitatea termică a noroiului pe ramura descendentă se modifică pe ramura ascendentă în funcție de conductivitatea rocilor dislocate de sapă; dar conductivitatea noroiului, respectiv temperatura sa, poate fi sever influențată în sens pozitiv (creșteri) sau negativ (scăderi) de aporturi de fluide calde sau reci din stratele poroase deschise.

Din această descriere a condițiilor în care s-au făcut observațiile termometrice rezultă că ele corespund unui *regim termic nestabilizat.* Tot în regim nestabilizat au fost măsurate temperaturile de la talpa a 10 din cele 15 sonde cercetate. Se știe din măsurători de temperatură, anterioare, în găuri de sondă aflate în regiune, că diferențele de temperatură de la regimul termic nestabilizat la cel stabilizat, pentru adîncimi cuprinse între 1750 și 3500 m, variază în plus de la 10°C la 48°C (D. Paraschiv și M. Cristian, 1973).

Tabelul alăturat conține datele de observație termice și geometrice notate: temperatura de la talpa sondelor investigate, intervalele pentru care s-au făcut citiri de temperatură ale fluidului de foraj la jgheabul sondei și intervalul de temperaturi pentru fiecare sondă. Sînt calculate, în cazurile posibile, valorile gradientului geotermic (°C/100 m), treptei geotermice (m/1°C), pierderea de căldură pe coloană (ΔT°C) și gradientul de pierdere de căldură de către fluidul de foraj în cursa sa ascendentă (ΔT°C/100 m).

Valorile gradientului geotermic variază între 3,3 și 5,3°C/100 m, iar a treptei geotermice între 18 și 29 m/1°C. La calculul acestor valori s-a ținut seama că temperatura medie anuală este de 10°C și că stratul neperturbat exoterm se află sub 20 m adîncime. Ele se încadrează în

Tabel

Date termice şi geometrice măsurate şi calculate pentru un grup de sonde din partea de sud-vest a Cîmpiei de Vest a ţării

Structura	Sonda	Adîncimea la talpă (°C)	Mărimi termice			Temperaturi ale fluidului de foraj — mărimi caracteristice					
			Temperatura la talpă(°C)	Gradient geotermic (°C/100 m)	Treaptă geotermică (m/1°C)	Interval Δh sondă (m)	Δm (m)	Interval temperaturi (°C)	Interval variaţie temperatură (ΔT°C)	Temperaturi pierdute pe coloană (°C)	Gradient de pierdere a temperaturii (ΔT°/100 m)
EA	20	1250	64	4,4	23	975—1225	450	29—39	10	25	2,5
	21	805	—	—	—	275— 800	526	20—30	10	—	—
	22	1200	—	—	—	500—1200	700	23—35	12	—	—
	23	1062	45	3,3	29	525—1050	525	25—33	8	12	1,1
	24	1001	52	4,5	21	600— 975	375	29—34	5	18	1,8
WA	25	1020	55	4,5	22	700—1025	325	29—37	8	18	1,7
	26	1080	57	4,4	22	550—1075	525	20—388	18	19	1,8
MD	10	994	55	4,6	22	850— 975	125	28—31	3	24	2,4
	11	1200	—	—	—	625— 950	325	27—35	8	—	—
	12	1202	60	4,2	23	675—1200	525	30—38	8	22	1,7
	13	1201	45	4,6	22	725—1200	425	34—40	6	11	1,2
M	4	1064	—	—	—	475—1050	575	25—39	14	—	—
	5	940	59	5,3	188	475— 925	450	22—38	14	21	2,2
	6	924	—	—	—	550— 900	350	27—37	10	—	—
	7	954	56	4,8	20	650— 950	300	33—37	4	19	2,0

tabloul valorilor determinate anterior, tot în regim nestaţionar, pentru sondele din sud-vestul Cîmpiei de Vest a ţării (V. Negoiţă, 1970). Valorile gradientului geotermic sînt mai mari decît valoarea normală (2,5°C/100 m), iar valorile treptei geotermice mai mici decît media valorii normale (33 m/1°C). Prin urmare, valorile acestor două mărimi termice determinate chiar în regim nestaţionar, ne oferă indicaţia, dealtfel cunoscută, că structurile geologice cercetate se găsesc pe aria unei anomalii geotermice regionale (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1976).

Variaţiile de temperatură în lungul segmentelor coloanei de sondă cercetate, evident în funcţie de adîncime, de lungimea lor (între 125 şi 700 m) şi condiţiile geotermice locale, sînt cuprinse între 3°C şi 18°C. Pierderile de temperatură pe coloană, în cursa ascendentă a fluidului de foraj, calculate ca diferenţe între temperatura la talpa sondei şi ultima temperatură măsurată la jgheabul sondei, sînt cuprinse între 11°C şi 25°C. Valoarea gradienţilor temperaturii pierdute de noroiul de foraj, variază într-un interval mai strîns, între 1,1 şi 2,4°C/100 m, ceea ce corespunde unui gradient mediu de temperatură pierdută, egal cu *1,8°C/100m*. Prin urmare, la fiecare o sută de metri, fluidul de foraj pierde, în medie, 1,8°C ~ 2,0°C.

3. „Termodiagramele" întocmite pentru cele 15 sonde investigate pot fi grupate, după morfologia lor generală, în două categorii: (a) cele care prezintă, la o anumită adîncime, un palier de creştere bruscă de temperatură; a valorilor ΔT şi (b) cele care prezintă variaţii ΔT mici cu adîncimea sau valori constante pe segmente importante.

a. Din prima categorie au fost selectate, pentru exemplificare, patru „termodiagrame" (fig. 2): două pentru structura *A* (sondele 26 şi 25) şi două pentru structura *M* (sondele 4 şi 5). Toate prezintă un palier de creştere bruscă a valorilor ΔT şi totdeauna în dreptul unor strate poroase sau imediat deasupra lor şi coincide cu invazia în sondă a unui fluid cald (ţiţei, gaze naturale, ape de zăcămînt). Coincidenţa a fost stabilită prin compararea „termodiagramelor" cu valorile procentuale ale gazelor dispersate în fluidul de foraj. În cazul sondei WA—26 a fost interceptat un strat productiv de ţiţei, situat imediat sub palierul pozitiv de temperatură. În toate celelalte cazuri, sub palierul pozitiv de temperatură au fost înregistrate indicaţii de hidrocarburi.

O situaţie similară o prezintă „termodiagrama" corespunzătoare sondei EA—20 care a interceptat la un nivel imediat subiacent palierului pozitiv de temperatură, un nivel cu apă termală. La gura sondei, apa termală are 33°C (fig. 3). Mai sus de palierul pozitiv de temperatură, „termodiagrama" înregistrează două minime care, deşi nu au putut fi corelate cu prezenţa CH_4 şi CO_2, sînt, cu siguranţă, cauzate de existenţa acestora.

b. Din a doua categorie au fost selectate tot patru „termodiagrame" (fig. 4): una pentru structura *A* (sonda 21) şi trei pentru structura *M* (sondele 11, 12 şi 13). În toate cazurile se observă o creştere relativ lentă a valorii ΔT cu adîncimea; ele nu prezintă paliere de temperatură, deoarece nu au interceptat niveluri de fluide calde sau fierbinţi. În majoritatea cazurilor sondele străbat intervale groase din marne, în care distribuţia temperaturii este normală (~2,5°C/100 m)

sau sub-normală (1—2°C/100 m). Pe acest fond normal sau sub-normal al temperaturilor, apar variaţii negative, la diferite niveluri, care nu se pot explica decît prin interceptarea de niveluri poroase cu apă rece

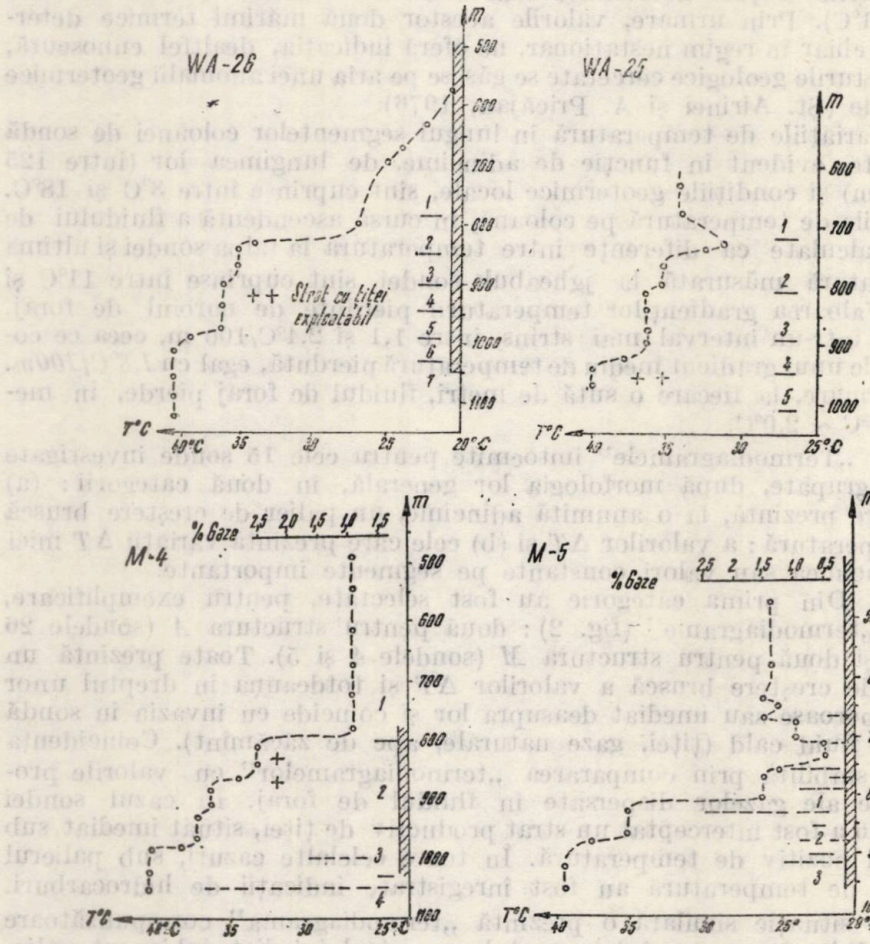


Fig. 2. — „Termodiagrame" din grupa sondelor cu paliere de temperatură pozitive. Pentru sondele M-4 şi M-5 sînt marcaţi indicatorii, în %, de gaze de zăcămînt (linie plină) şi gaz metan pur (linie întreruptă).

Sondele au următoarele coloane stratigrafice: *WA—26*, 1 — marnă cenuşie compactă; 2 — marnă calcaroasă; 3 — calcar marnos cu ţiţei; 4 — marno-calcar; 5 — gresie fără calcar; 6 — microconglomerate; 7 — roci eruptive; *WA—25*, 1 — marnă cu nisip şi incarbonizări; 2 — marne cenuşii nisipoase cu frunze incarbonizate; 3 — marne compacte cu filme cărbunoase; 4 — marnă calcaroasă; 5 — marnă cenuşie cu miros bituminos; 6 — calcar dolomitic dur; *M—4*; 1 — marne compacte şi marno-calcare compacte alb-gălbui; 2 — marne alb-gălbui cu miros de hidrocarburi; 3 — gresii micacee calcaroase dure; 4 — şisturi amfibolice; *M—5*, 1 — formaţiuni piocene; 2, formaţiuni miocene; 3 — fundament cristalin (la 900 m).

sau niveluri de marne illitice şi montmorillonitice hidrosaturate. În cazul cînd aceste tipuri de marne nu sînt saturate cu apă, absorb apa din fluidul de foraj, ceea ce duce la o accentuare a viscozităţii noroiului şi la ridicarea solubilizării gazelor dispersate, fapt care s-a observat la son-

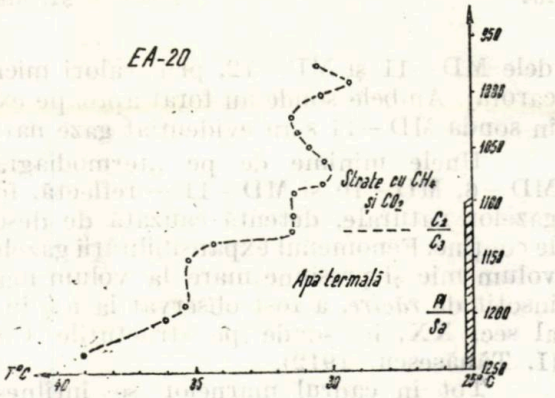


Fig. 3. — „Termodiagramă" pentru sonda EA-20, cu palier de temperatură pozitiv, cauzat de prezența unui acvifer termal, precedat de orizonturi permeabile cu manifestări de gaz metan și bioxid de carbon.

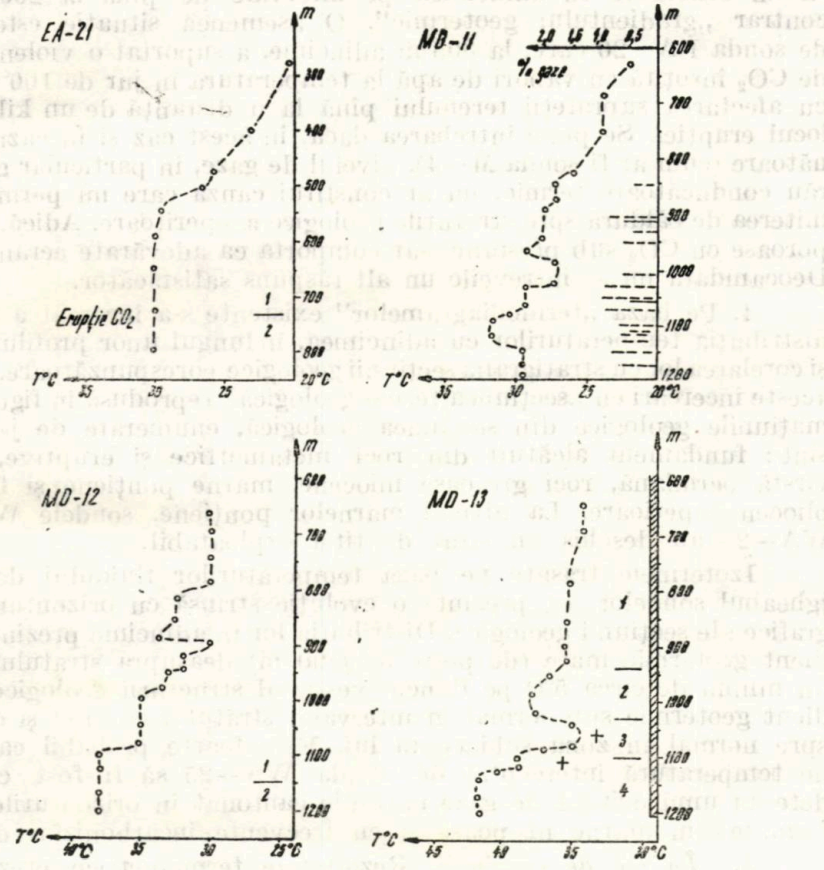


Fig. 4. — „Termodiagrame" din grupa sondelor cu variații mici ale valorilor ΔT. Sînt marcați indicatori, în %, numai pentru sonda MD-11, de gaze de zăcămînt (linii pline) și de gaz metan pur (linii întrerupte).

Sondele au următoarele coloane stratigrafice: *EA—21*, 1— formațiuni pliocene; 2 — formațiuni miocene; *MD—12*, 1 — formațiuni pliocene (nisip marnos, marnă compactă gălbuie, marne cenușii, marne negricioase cu fragmente de cărbuni și oglinzi de fricțiune); 2 — formațiuni miocene (marnocalcare cenușiu-deschis compacte și cu oglinzi de fricțiune); *MD—13*, 1 — marne cenușii compacte ușor nisipoase; 2 — marne cu trecere la marnocalcare cu oglinzi de fricțiune; 3 —marne verzi sfărîmicioase și 4 — skarne și cristalin alterat.

dele MD—11 şi MD—12, prin valori mici înregistrate de staţia de gazcarotaj. Ambele sonde au forat aproape exclusiv prin terenuri marnoase; în sonda MD—11 s-au evidenţiat gaze naturale (CH_4 şi C_2H_6).

Unele minime de pe „termodiagrame" — ca în cazul sondelor MD—6, MD—10 şi MD—11 — reflectă, foarte probabil, efectul detentei gazelor naturale, detentă cauzată de deschiderea nivelului geologic care le conţine. Fenomenul expansibilităţii gazelor prin *detentă*, cînd trec de la volum mic şi presiune mare la volum mare şi presiune mică, fenomen însoţit de *răcire*, a fost observat la noi în ţară, încă din primul deceniu al sec. XX, în sonde pe structurile Cîmpina şi Filipeştii de Pădure (I. Tănăsescu, 1912).

Tot în cadrul marnelor se întîlnesc situaţii cînd valorile ΔT rămîn constante cu adîncimea pe intervale de pînă la 200—300 m, contrar „gradientului geotermic". O asemenea situaţie este ilustrată de sonda EA—20 care, la 805 m adîncime, a suportat o violentă erupţie de CO_2 însoţită cu vapori de apă la temperatură în jur de 100°C, soldată cu afectarea suprafeţii terenului pînă la o distanţă de un kilometru de locul erupţiei. Se pune întrebarea dacă, în acest caz şi în cazuri asemănătoare (cum ar fi sonda M—4), nivelul de gaze, în particular gazul CO_2, rău conducătoare termic, nu ar constitui cauza care nu permite transmiterea de căldură spre straturile geologice acoperitoare. Adică, nivelurile poroase cu CO_2 sub presiune s-ar comporta ca adevărate ecrane termice. Deocamdată nu se întrevede un alt răspuns satisfăcător.

4. Pe baza „termodiagramelor" existente s-a încercat a se analiza distribuţia temperaturilor cu adîncimea, în lungul unor profiluri posibile şi corelarea lor cu stratigrafia secţiunii geologice corespunzătoare. Ilustrăm aceste încercări cu „secţiunea termo-geologică" reprodusă în figura 5. Formaţiunile geologice din secţiunea geologică, enumerate de jos în sus, sînt: fundament alcătuit din roci metamorfice şi eruptive, roci de vîrstă permiană, roci gresoase miocene, marne ponţiene şi formaţiuni pliocen superioare. La nivelul marnelor ponţiene, sondele WA—25 şi WA—26 au deschis un strat de ţiţei exploatabil.

Izotermele trasate pe baza temperaturilor fluidului de foraj la jgheabul sondelor, nu prezintă o evoluţie strînsă cu orizonturile stratigrafice ale secţiunii geologice. Distribuţia lor în adîncime prezintă un gradient geotermic mare (de peste 5°C/100 m) deasupra stratului cu ţiţei, un minim de circa 5°C pe flancul vestic al structurii geologice, un gradient geotermic sub-normal în intervalul stratului cu ţiţei şi o revenire spre normal în zona subiacentă lui. Este foarte probabil ca minimul de temperatură interceptat de sonda WA—25 să fi fost cauzat de detenta unui orizont de gaze naturale cantonat în orizonturile deschise formate din marne nisipoase şi cu frecvente incarbonizări de frunze.

5. *În loc de concluzii.* Rezultatele termometrice prezentate şi ilustrate prin cele cinci figuri în text, justifică, credem, chiar în cadrul limitărilor impuse de regimul nestabilizat al cîmpului geotermic în care sînt obţinute, interesul pentru astfel de observaţii care nu solicită un aparataj special şi care, printr-o urmărire atentă a temperaturii fluidului de foraj poate oferi în mersul sapei de foraj, cel puţin în termeni calitativi, următoarele tipuri de informaţii:

1) Apropierea de un orizont permeabil purtător de țiței sau de ape termale cînd se înregistrează pe „termodiagramă" un palier pozitiv de temperatură;

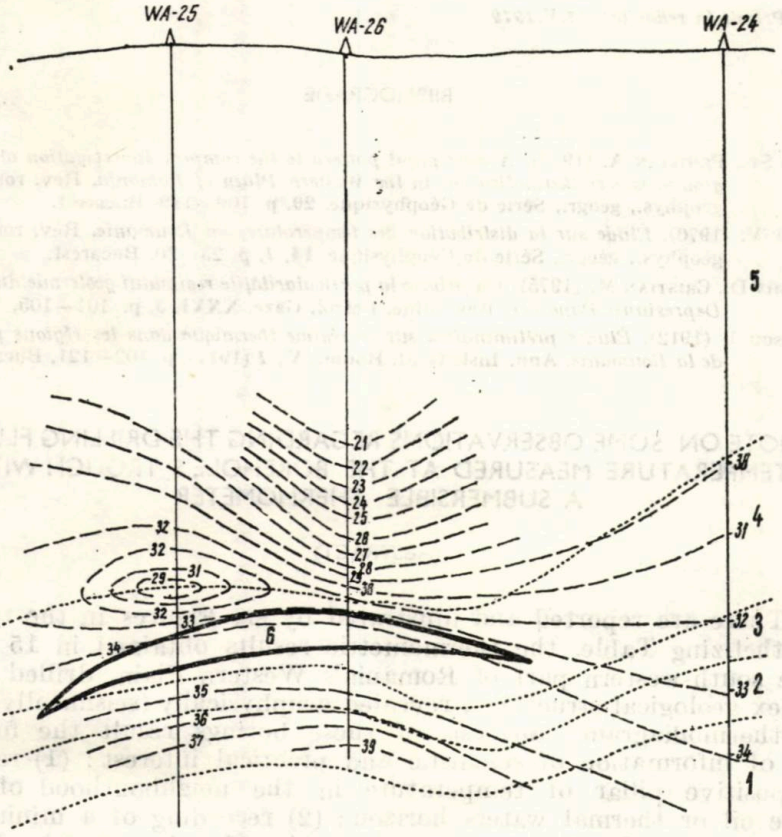


Fig. 5. — Secțiune „termo-geologică" prin structura WA:
1 — roci metamorfice și eruptive; 2 — roci permiene; 3 — roci gresoase miocene; 4 — marne ponțiene; 5 — pliocen superior; 6 — strat permeabil cu țiței.

2) Traversarea printr-un orizont permeabil purtător de gaze naturale cînd se înregistrează un minim de temperatură pe „termograma" sondei în cauză;

3) Apropierea de un ecran geotermic, conținînd o concentrare mare de CO_2 sub presiune, cînd temperaturile nu prezintă variații, valorile gradientului geotermic fiind fie normal, fie sub-normal, și

4) Traversarea de hidroniveluri reci sau a unor orizonturi cu aport de fluide calde, după caz, cînd pe „termodiagrame" sînt înregistrate minime sau maxime locale de temperatură.

În raport de importanța care se poate acorda acestui gen de observații de unitățile de profil interesate și nu numai de ele, sistemul prezentat poate să evalueze și să se perfecționeze atît prin tehnica de

obţinere a datelor de temperatură, cît şi prin procesul de interpretare fizico-geologică a cauzelor de care sînt asociate şi pe care le reflectă. Tocmai asupra acestor aspecte vor să atragă atenţia autorii acestei note.

Primit la redacţie: *11.V.1979*

BIIBLIOGRAFIE

AIRINEI ŞT., PRICĂJAN A. (1976), *A conceptual pattern to the complex investigation of the underground waters thermalization in the Western Plain of Romania*, Rev. roum., géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **20**, p. 109—119, Bucarest.

NEGOIŢĂ V. (1970), *Étude sur la distribution des températures en Roumanie*. Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **14**, *1*, p. 25—30, Bucarest.

PARASCHIV D., CRISTIAN M. (1975), *Cu privire la particularităţile regimului geotermic din sud-estul Depresiunii Panonice*. Rev. Mine, Petrol, Gaze, **XXVI**, *3*, p. 101—105, Bucureşti.

TĂNĂSESCU I. (1912), *Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolifères de la Roumanie*. Ann. Inst. Géol. Roum., **V**, *1* (1911), p. 102—121, Bucarest.

NOTE ON SOME OBSERVATIONS REGARDING THE DRILLING FLUID TEMPERATURE MEASURED AT THE BOREHOLE'S TROUGH WITH A SUBMERSIBLE THERMOMETER

(ABSTRACT)

There are reported and illustrated by six Figures in the text and a synthetizing Table, the thermometric results obtained in 15 borings in the south-western part of Romania's Western Plain, drilled on two complex geological structures, revealed geophysically (seismically). From the "thermodiagram" analysis of these borings result the following types of information of scientific and practical interest: (1) recording of a positive pillar of temperature in the neighbourhood of a permeable oil or thermal waters horizon; (2) recording of a minimum of temperature at the crossing of a permeable natural gas bearing horizon, as a result of the gas retention and cooling it causes at the opening of the natural gas horizon under pressure; (3) drawing of some segments up to several hundred meters with subnormal variations of the geothermal gradient followed by temperature minima corresponding to the crossed permeable CO_2 horizons under pressure (instances in which carbon dioxide, a bad thermoconductor, is very likely to behave like a thermic screen), and (4) temperature maxima and minima correlatable to permeable cold water or natural gas, or thermal waters or hot hydrocarbon bearing horizons.

ASPECTE ECONOMICE ALE PROSPECȚIUNII SEISMICE

G. IONESCU

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, Str. Coralilor nr. 20, București,

Prospecțiunea seismică pentru descoperirea de noi zăcăminte de țiței și gaze are o mare dezvoltare în întreaga lume.

Corespunzător și aspectele economice ale acestei activități au căpătat o importanță tot mai mare.

Pentru a desprinde esența cheltuielilor în prospecțiunea seismică se va analiza fluxul tehnologic și operațiile principale care se execută în cadrul acestei activități.

Fluxul tehnologic în prospecțiunea seismică cuprinde: tema geologică (problema geologică de rezolvat), proiectul tehnic, execuția lucrării (efectuarea de înregistrări seismice), prelucrarea înregistrărilor seismice, interpretarea datelor obținute din înregistrările seismice și raportul final pentru beneficiar. Etapele fazei de execuție a lucrării cuprind la rîndul lor: organizarea de șantier, execuția propriu-zisă a lucrărilor și închiderea de șantier.

În cadrul etapei de execuție propriu-zisă a lucrărilor seismice au loc următoarele operații principale:

Fixarea punctelor de înregistrare (operații topografice), pregătirea condițiilor de generare a undelor elastice (operații de foraj), desăvîrșirea pregătirii condițiilor de generare a undelor elastice (operații de artificierie), pregătirea condițiilor de recepție a undelor elastice (operații de întindere a dispozitivului și plantare a geofonilor) și înregistrarea propriu-zisă a undelor elastice.

Analiza acestei înlănțuiri de operații arată că faza cea mai importantă a prospecțiunii seismice este faza de execuție propriu-zisă a lucrărilor și că elementul fundamental al acestei activități este înregistrarea seismică care conține în ea atît informațiile geologice, cît și efortul ce se depune pentru obținerea lor.

În același timp, de numărul și calitatea acestor înregistrări depinde ritmul de rezolvare al problemelor geologice și corespunzător eficiența economică globală a prospecțiunii seismice pentru petrol și gaze.

Analiza economică arată, dealtfel, că 93% din toate cheltuielile, care se efectuează în cadrul fluxului tehnologic al prospecțiunii seismice, se consumă în faza de execuție propriu-zisă.

Drept cost al unei înregistrări, putem lua astfel raportul dintre cheltuielile pentru fluxul tehnologic și numărul de înregistrări.

În costul unei înregistrări intră atît elemente care se consumă numai în măsura în care se execută înregistrări (explozivi, cablu, benzi, hîrtie foto, chimicale, piese de schimb, carburanți etc.) cît și elemente

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 187–193, BUCUREȘTI, 1980

care se consumă, indiferent dacă se fac înregistrări sau nu, odată cu trecerea timpului (retribuţia oamenilor muncii, amortismentul aparaturii şi utilajelor, cheltuielile generale proprii sau ale sediului).

În acest fel, costul unitar C poate fi exprimat ca o funcţie de durata înregistrării T_i şi de costul elementelor materiale (C_M) consumate pentru o înregistrare (fig. 1, 2, 3, 4)

$$C = K\,T_i + C_M.$$

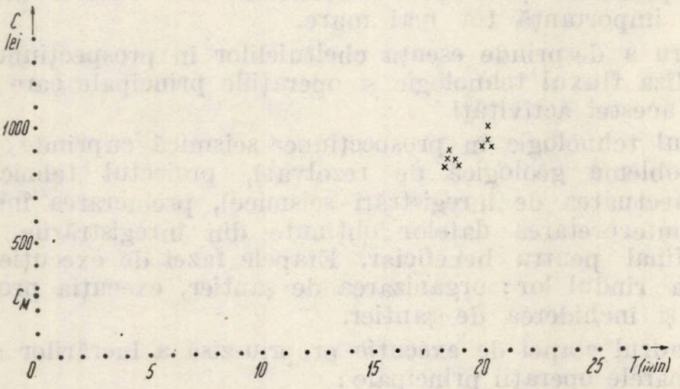


Fig. 1. — Variaţia costului înregistrării seismice în funcţie de durata înregistrării, într-o zonă din Depresiunea Panonică (a.m.XII.1977).

Din expresia de mai sus rezultă că reducerea costului înregistrării este posibilă atît pe seama reducerii consumului de materiale (care reprezintă circa 32% din costul unei înregistrări), cît şi pe seama reducerii duratei înregistrării (T_i).

Reducerea duratei înregistrării conduce implicit la creşterea numărului de probleme geologice ce se pot rezolva într-o anumită perioadă şi corespunzător la creşterea eficienţei generale a prospecţiunii.

În acelaşi timp reducerea duratei înregistrării conduce şi la reducerea unor cheltuieli materiale (cum ar fi consumul de carburanţi) prin reducerea duratei deplasării utilajelor pentru întinderi repetate ale dispozitivului.

Pentru a evidenţia factorii care pot conduce la reducerea duratei înregistrării se analizează din nou operaţiile care se efectuează pentru realizarea unei înregistrări.

Constatăm că în etapa actuală în durata înregistrării (15—20 minute pentru Depresiunea Panonică) intră şi timpi care corespund practic altor operaţii decît cea de înregistrare propriu-zisă, avînd aşteptări pentru pregătirea condiţiilor de generare şi recepţie a undelor elastice. Observăm în acelaşi timp, că în afara unui decalaj iniţial, toate operaţiile necesare înregistrării se pot face în paralel.

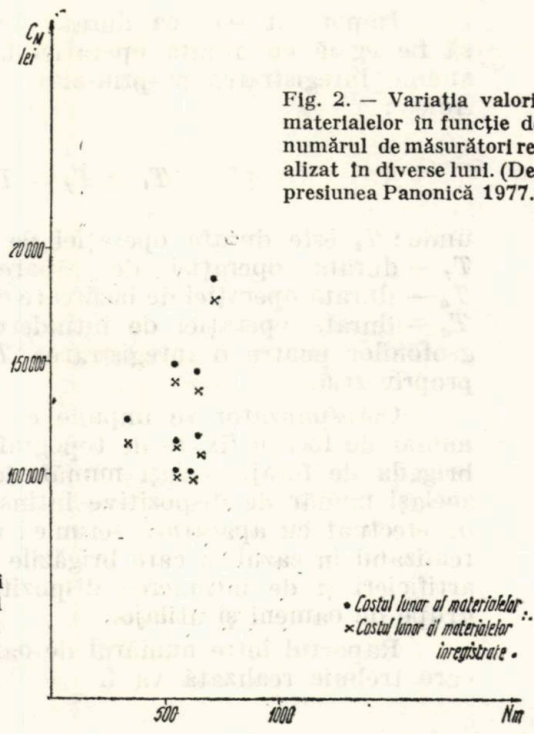


Fig. 2. — Variația valorii materialelor în funcție de numărul de măsurători realizat în diverse luni. (Depresiunea Panonică 1977.)

Fig. 3. — Variația valorii retribuției în funcție de timpul de lucru al stației în diverse luni. (Depresiunea Panonică 1977.)

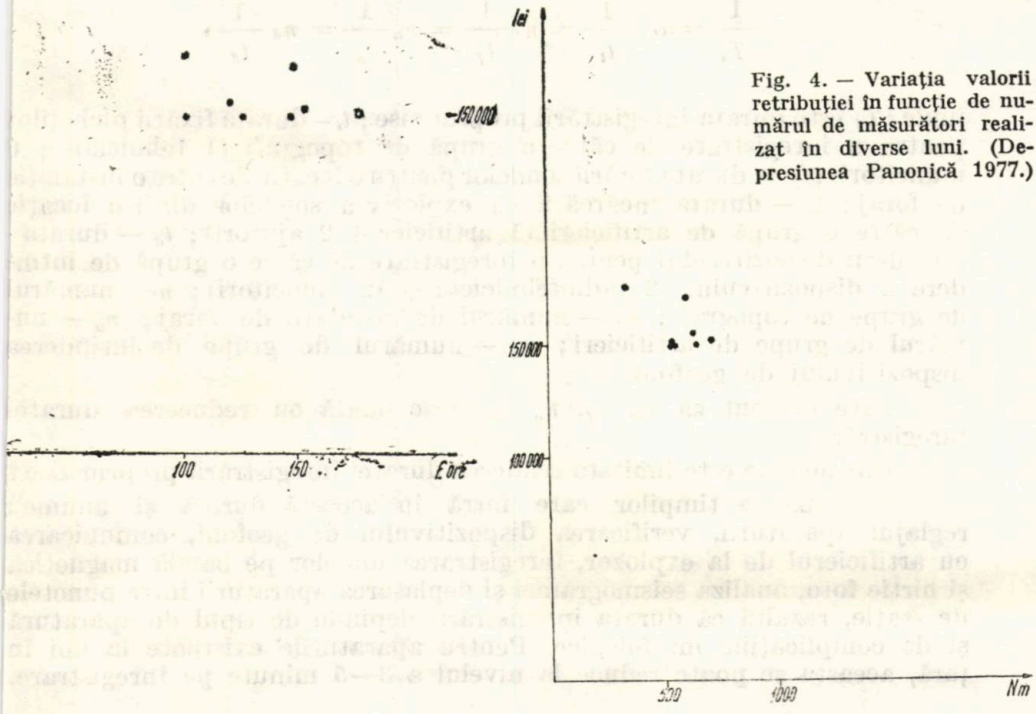


Fig. 4. — Variația valorii retribuției în funcție de numărul de măsurători realizat în diverse luni. (Depresiunea Panonică 1977.)

Important este ca durata fiecărei operații pentru o înregistra să fie egală cu durata operației hotărîtoare în activitatea seismică anume înregistrarea propriu-zisă.
Adică :

$$T_t = T_f = T_a = T_d = T_i ,$$

unde : T_t este durata operației de fixare a punctelor de înregistrare T_f — durata operației de săpare a sondelor pentru o locație T_a — durata operației de încărcare cu explozivi a sondelor dintr-o locație T_d — durata operației de întindere a dispozitivului și de plantare geofonilor pentru o înregistrare ; T_i — durata operației de înregistrare propriu-zisă.

Corespunzător se impune ca în timpul lucrului să avem același număr de locații fixate de topografi, același număr de locații forate de brigada de foraj, același număr de locații încărcate de artificieri și același număr de dispozitive întinse ca numărul de înregistrări posibile de efectuat cu aparatura seismică avută la dispoziție. Acest lucru este realizabil în cazul în care brigăzile topografică și de foraj și grupele de artificieri și de întinderea dispozitivului sînt dotate corespunzător cu grupe de oameni și utilaje.

Raportul între numărul de oameni și utilaje și durata înregistrării care trebuie realizată va fi

$$\frac{1}{T_i} = n_t \cdot \frac{1}{t_t} = n_f \frac{1}{t_f} = n_a \frac{1}{t_a} = n_d \frac{1}{t_d} ,$$

unde : T_i este durata înregistrării propriu-zise ; t_t — durata fixării picheților pentru o înregistrare de către o grupă de topografi (1 tehnician + 6 muncitori) ; t_f — durata forării sondelor pentru o locație de către o instalație de foraj ; t_a — durata încărcării cu exploziv a sondelor dintr-o locație de către o grupă de artificieri (1 artificier + 2 ajutori) ; t_d — durata întinderii dispozitivului pentru o înregistrare de către o grupă de întindere a dispozitivului (2 radiotehnicieni + 12 muncitori) ; n_t — numărul de grupe de topografi ; n_f — numărul de instalații de foraj ; n_a — numărul de grupe de artificieri ; n_d — numărul de grupe de întinderea dispozitivului de geofoni.

Este evident că n_t, n_f, n_a n_d cresc odată cu reducerea duratei înregistrării.

Dar de cine este limitată scăderea duratei înregistrării propriu-zise ?

Din analiza timpilor care intră în această durată și anume : reglajul aparaturii, verificarea dispozitivului de geofoni, comunicarea cu artificierul de la explozor, înregistrarea undelor pe bandă magnetică și hîrtie foto, analiza seismogramei și deplasarea aparaturii între punctele de stație, rezultă că durata înregistrării depinde de tipul de aparatură și de complicațiile morfologice. Pentru aparaturile existente la noi în țară, aceasta se poate reduce la nivelul a 3—5 minute pe înregistrare.

Se pune acum problema pînă cînd este economic să se reducă urata înregistrării, pentru ca nu cumva crescînd dotarea auxiliară, ostul pe înregistrare să se mărească în loc să scadă față de condițiile nițiale.

Pentru aceasta observăm că dacă costul inițial al înregistrării este

$$C = C_M + (n\,r\,T_i + a\,T_i + gT_i),$$

nde :

C_M este costul materialelor pe o înregistrare ; n—numărul de oameni ai muncii dintr-o formație ; r—retribuția medie în unitate de timp ; a — amortismentul utilajelor în unitatea de timp ; g — cheltuielile generale pe unitatea de timp ; T_i — durata înregistrării ; atunci costul înregistrării după reducerea duratei înregistrării va fi :

$$C_1 = C_M + (n_1\,r\,T_i' + a_1\,T_i' + g_1\,T_i').$$

Interesul nostru este ca C_1 să fie mai mic decît C.

În acest caz trebuie ca

$$(n_1\,r\,T_i' + a_1\,T_i' + g_1\,T_i') < (n\,r\,T_i + aT_i + gT_i)$$

de unde rezultă că raportul

$$\frac{T_i'}{T_i} < \frac{nr + a + g}{n_1 r + a_1 + g_1}$$

dintre duratele înregistrării finale și inițiale trebuie să fie mai mic decît raportul dintre cheltuielile dependente de timp pentru înregistrarea în condițiile inițiale și înregistrarea în condițiile finale.

Analiza arată că această condiție se poate realiza mai ales avînd în vedere că amortismentul aparaturii rămîne același și numărul de oameni nu crește în aceeași proporție cu scăderea duratei înregistrării.

Desigur însă, că drumul cel mai indicat al reducerii duratei înregistrării și corespunzător al costului ei este cel al creșterii productivității tuturor brigăzilor și grupelor auxiliare prin utilizarea celor mai adecvate utilaje în condițiile specifice ale zonelor de lucru și a aplicării procedeelor celor mai înaintate de fixare a punctelor de observație, de forare a găurilor de împușcare și de întindere a dispozitivelor de geofoni.

La forajul seismic de exemplu se cere generalizată săparea mecanizată a batalelor pentru creșterea timpului de foraj propriu-zis.

În concluzie, pentru creșterea eficienței economice a prospecțiunii seismice pentru petrol și gaze apar necesare următoarele recomandări :

1. Stabilirea metodicii de lucru adecvată rezolvării obiectivului geologic la nivelul calitativ cel mai înalt, prin analiza detaliată a lucrărilor experimentale și de producție anterioare.

O eficiență geologică importantă a demonstrat-o metoda profilului lat în Depresiunea Getică și metoda generării undelor elastice prin procedeul geoflex în Depresiunea Panonică.

Chiar dacă costul cordonului detonant este mult mai mare decît al dinamitei crescînd valoarea factorului C_M, eficiența economică generală a metodei geoflex este corespunzătoare deoarece prin aplicarea acestei metode s-au eliberat instalațiile de foraj și cisternele necesare practic unei noi formații care a lucrat cu dinamită, grăbindu-se cu un an rezolvarea anumitor probleme geologice urgente.

Se impune de asemenea, aplicarea vibratoarelor în Depresiunea Panonică ceea ce ar conduce la scăderea duratei înregistrării și creșterea puterii de rezoluție a metodei seismice în această unitate geologică.

2. Stabilirea pentru fiecare obiectiv geologic și metodică în parte a numărului optim de înregistrări seismice, în funcție de dimensiunile elementelor structurale și de complexitatea seismologică a zonei de lucru.

3. Revizuirea indicatorului de norme de deviz actual (C.S.G. 1968) care arată că lucrările de prospecțiune seismică se execută de către formații tip (componența formațiilor tip fiind dată în tabele ce cuprind numărul și încadrarea personalului) și trecerea la formații seismice netipizate organizate pe baza proiectului tehnic care să urmărească utilizarea la capacitatea maximă a utilajului de bază (care este stația seismică) și completarea formației cu utilaje auxiliare și personal muncitoresc care să permită această utilizare.

4. Stabilirea normei de timp pe înregistrare seismică pentru diverse zone de lucru și tipuri de stație și renunțarea la stabilirea de norme de timp pentru puncte convenționale și la acordarea de coeficienți pentru dificultăți care pot fi depășite prin dotare suplimentară.

De fapt coeficienții se acordă pentru a se compensa efortul ce ar trebui depus în diverse zone și cu diverse stații și metodici pentru a se realiza un număr de înregistrări egal cu cel care ar putea fi executat în condiții standard și anume:

— stație cu înregistrare magnetică cu 24 canale;
— metoda profilului de corelație continuă;
— perioada de lucru vara;
— accesul la toate punctele de înregistrare cu viteză normală, fără ocoluri;
— distanța între canale 10 m;
— adîncimea găurilor de împușcare pînă la 10 m;
— numărul grupelor de împușcare egal cu numărul punctelor de împușcare;
— una pînă la două seismograme pe punct fizic (înregistrare).

Norma de timp stabilită pentru punctul convențional în 1978 este de circa 3,2 minute pe punct convențional ceea ce revine la o normă lunară pe stație de 24 sau 48 canale, de circa 3400 înregistrări standard.

Ori, din cauza înmulțirii între ei a diverși coeficienți supraunitari, această normă devine de 15—30 minute.

Se constată că acești coeficienți (pentru condiții și mijloace de circulație, număr de canale utilizate, număr de geofoni pe canale, condiții de pregătire a cartușului, adîncimea la care se introduce explo-

ibilul, greutatea încărcăturii, raportul dintre numărul grupelor de împuș-are și numărul punctelor de împușcare, cantitatea de apă necesară ɔurării sondelor pentru executarea unei explozii, condiții de coborîre cartușelor, condiții de legătură între stații și punctele de împușcare tc.) compensează efortul numai al unor grupe de lucru (operații), alte rupe sau operații primind gratuit această compensare. De exemplu, oeficientul pentru creșterea greutății încărcăturii este acordat unei rupe de artificieri pentru a compensa efortul depus suplimentar de ceastă grupă pentru o cantitate mai mare de exploziv, dar acest coeficient nărește producția în puncte convenționale a întregii formații reducînd ɔrin aceasta practic efortul ce trebuie depus de alte grupe de lucru operații) pentru a realiza această producție.

În mod asemănător s-ar putea trata și problema altor coeficienți.

Dealtfel, marile posibilități de reducere a duratei înregistrării sînt eflectate și de analiza zilelor în care aparatura a lucrat din plin, care ɔrată că în condițiile în care toate operațiile auxiliare sînt corespunzător ɔrganizate se poate obține o durată a înregistrării mult apropiată de timpul ɔordat pentru punctul convențional.

În același timp, nu se poate trece cu vederea faptul că o organizare ɔare să conducă la reducerea duratei înregistrării nu poate fi concepută ără reglementarea următoarelor probleme:

1. Reglementarea accesului pe terenurile agricole în așa fel, încît ă nu constituie o frînă a desfășurării lucrărilor seismice;

2. Reglementarea problemei zilelor în care din cauza intemperiilor ıu se poate intra pe suprafețele de prospectat.

3. Reglementarea problemei fluctuației de personal din cadrul ormațiilor seismice;

4. Reglementarea asistenței mecanice la formațiile seismice și a xistenței pieselor de schimb în cantități corespunzătoare noilor sarcini le plan.

5. Asigurarea unui număr suficient de cabluri și geofoni pentru grupele de întindere a dispozitivelor pe teren, apărînd indicat de a ıvea rezervă de cabluri și geofoni.

6. Asigurarea formațiilor seismice cu condițiile de cazare, baie ;i masă corespunzătoare cerințelor actuale ale oamenilor muncii.

Primit la redacție: la 30 ianuarie 1979

QUESTIONS ÉCONOMIQUES DE LA PROSPECTION SISMIQUE

(RÉSUMÉ)

Le développement de la prospection sismique pour les hydrocarbures dans le monde a augmenté l'intérêt pour l'efficience économique.

Il est montré que les enregistrements sismiques contiennent l'information géologique nécessaire, ainsi que les dépenses d'effort humain et matériel qu'on a faites.

L'on propose d'étudier le coût de la prospection sismique en fonction du prix de revient d'un enregistrement sismique.

CORNEA, C. RADU (editori) : Cercetări seismologice asupra cutremurului din 4 martie 1977. C.S.E.N., I.C.F., Centrul de fizica Pămîntului și seismologie, București, 1979, VIII + 774 pp.

Literatura geofizică română s-a îmbogățit recent cu un volum masiv, de un interes osebit nu numai pentru geofizicieni (în particular seismologi) dar și pentru alți cercetători n domeniul geoștiințelor ca și pentru specialiștii cu preocupări legate mai mult sau mai puțin rect de proiectarea și realizarea structurilor antiseismice. Operă colectivă ca ansamblu, dar ezentînd manifestări destul de individualiste sau cel puțin de grup în diversele lucrări care compun — ceea ce nu este neapărat un defect, fiind vorba de un domeniu în plină efervesnță, cu multe probleme în curs de lămurire dacă nu chiar la începutul formulării lor în termeni iințifici —, publicația reprezintă o contribuție de valoare la cunoașterea și înțelegerea variater aspecte ale problemei majore a cutremurelor din Vrancea prin intermediul informațiilor pe re ea le aduce asupra ultimului mare dintre ele, așa cum arată și titlul volumului.

★

Un succint — poate prea succint ! — *cuvînt înainte* al editorilor indică, pe lîngă parametrii caracterizare cantitativă macroscopică a cutremurului din 4 martie 1977, și existența unor rticularități ale lui, scoțînd în evidență interesul prezentat de cercetările care urmăresc stalirea și interpretarea principalelor elemente ale substratului lui fenomenologic și ale manifesrilor lui. Oricine nu poate să fie decît de acord cu editorii asupra acestui punct. Unde acordul te mai puțin asigurat — în orice caz recenzentul de față se înscrie în contradictoriu în această rivință — este în legătură cu domeniul în care se situează ponderea mai mare a aportului adus volum : conținutul lui nu justifică decît într-o mică măsură speranța exprimată de editori el ar constitui „o importantă contribuție în vederea reducerii riscului seismic pe teritoriul omâniei și a predicției cutremurelor vrîncene". Într-adevăr, deși din unele lucrări din volum zultă anumite elemente privind cele două obiective indicate în citatul de mai sus, ele sînt încă uține, modeste și disparate, necesitînd o integrare coerentă într-un sistem coordonat înainte de se putea vorbi în termeni realiști de reducerea riscului seismic și de prevederea cutremurelor in Vrancea, chiar și numai de o contribuție, care să merite calificativul de „importantă", în ele două direcții. În schimb, este în afară de orice îndoială că publicația de care ne ocupăm aduce o ontribuție reală și semnificativă — nu i se poate refuza nici supratocitul calificativ amintit mai ainte — la avansarea gradului de cunoaștere a mecanismului de producere a cutremurelor inermediare din Vrancea, a propagării undelor seismice generate de ele și a cuantificării informațior corespunzătoare, ca și la completarea datelor privitoare la manifestările cele mai variate ale cestor cutremure, printre care și efectele lor distructive, prin ceea ce rezultă din investiațiile asupra cutremurului din 4 martie 1977.

O precizare trebuie făcută și în legătură cu afirmația editorilor că „acest volum cuprinde zultatele cercetărilor seismice complexe efectuate de specialiștii Centrului de fizica Pămîntului i seismologie asupra cutremurului din 4 martie 1977" ; lăsînd deschisă problema caracterului omplex al acestor cercetări, ele nu pot fi atribuite numai specialiștilor indicați de editori căci, in cei 39 de autori ai lor, 15 (adică mai bine de o treime) aparțin altor organizații.

În privința conținutului publicației, date fiind dimensiunile ei, numărul lucrărilor și al utorilor ca și varietatea problemelor tratate, recenzia de față nu poate avea în vedere mai mult ecît o indicare sumară — fără referiri la lucrări specifice și fără a cita nume — a principalelor lemente ale tematicii abordate și a categoriilor de rezultate raportate, desigur nu fără riscul unei istribuiri cu caracter personal, sugerînd poate chiar abatere de la obiectivitate, a ponderilor tribuite acestor elemente în prezentarea ce urmează. Din cele 36 de titluri care figurează în „Cuprins", pe lîngă cele 3 indicînd deja amintitul „Cuvînt înainte" și „Lista autorilor", care recedă lucrările, respectiv un „Index de autori", care le urmează, 19 se referă la lucrări care ratează direct diverse probleme ale seismului considerat, 11 reperează cercetări privind mai uțin direct acest seism dar avînd legătură cu el, 2 desemnează cataloage de cutremure iar 1 titlu nenționează includerea în volum a unei bibliografii a publicațiilor asupra cutremurului respectiv.

Lucrările din prima categorie au ca obiect investigații și rezultate privind : (1) *producerea seismului* (mecanismul focal, soluțiile de plan de falie obținute, procesul de rupere, multiplicitatea evenimentului seismic) :(2) *elemente ale cuantificării informațiilor asupra lui* (magnitudinea, parametrii focarului) ; (3) *date macroseismice* (harta cu izoseiste, cîmpul macroseismic) ; (4)*infor-*

mații de interes precumpănitor seismologic-ingineresc (caracteristici ale oscilațiilor generate cutremur, spectre Fourier și accelerograme sintetice ale mișcării solului în zona București distribuția distrugerilor ; microzonarea seismică a municipiului București, efecte macroseismi în anumite zone, comportarea terenului) și (5) *fenomene asociate cutremurului* (fenomene fizice luminoase și radiometrice —, geologice și biologice).

Din cea de-a doua categorie de lucrări rezultă informații privitoare la : (a) *integrarea ter toriului român în cadrul seismotectonic european* (în particular în centura orogenică alpină, privire specială la cutremurul din 4 martie 1977) ; (b) *activitatea seismică precursoare marel cutremur* (o lacună seismică cu caracter posibil predictiv) ; (c) *replicile cutremurului respect* (investigate separat pe baza înregistrărilor la trei din stațiile rețelei seismologice române) ; (d) *m grația activității seismice* (utilizînd înregistrări de replici furnizate de stații ale rețelei seismologi permanente, de diverse stații transportabile ca și de unele stații străine) ; (e) *un roi de cutremu* (valorificări de înregistrări efectuate la Vrîncioaia în perioada 2—5 iulie 1977) ; (f) *activitat seismică subsecventă cutremurului mare în zona de est a Platformei Moesice* ; (g) *mișcări crusta recente pe teritoriul român* (considerate din punctul de vedere al cutremurului din 4 martie 1977) (h) *particularitățile de directivitate ale propagării undelor seismice legate de caracterul de multipl citate al evenimentului seismic* (cu aplicații la cazul seismului din 1977) și (i) *un model fizic declanșării cutremurelor de către activitatea solară* (cu încadrarea marelui cutremur consid rat în schema mecanismului imaginat).

În fine, cum s-a amintit, mai există în volumul recenzat două cataloage de cutremur Dintre acesta, unul este pentru anul 1977, încadrînd deci marele cutremur, și avîndu-și ca ata locul într-o publicație dedicată acestuia, pe cînd al doilea cuprinde ansamblul cutremurel produse pe teritoriul român din cele mai vechi timpuri pînă în prezent și satisfăcînd anumi condiții de omogenitate, catalog pentru care justificarea includerii în volumul de față rămî discutabilă. Lista referințelor bibliografice, care încheie volumul, reperează 118 publicații diverse caractere, nivele și dimensiuni, avînd ca obiect cutremurul din 4 martie 1977.

★

Oricît de succintă și schematică, prezentarea, care precedă conținutul publicației recen zate, lasă să se recunoască două caracteristici ale ei : pe de o parte relativa — dacă nu perfecta- unitate a volumului, prin polarizarea preocupărilor aproape în întregime în jurul obiectivulu reprezentat de cutremurul din 4 martie 1977, și, pe de alta, marea diversitate a aspectelor sul care este considerat în investigațiile respective acest cutremur. Caracterul de colecție tematică cu tendințe de prezentare monografică, al volumului ar fi putut fi mai mult accentuat de intervenție mai activă a editorilor, atît în organizarea de ansamblu (de ex. printr-o introducer sistematizatoare, prin ordonarea după criterii de fond a lucrărilor și printr-o încheiere sintetiza toare), cît și în structurarea conținutului unora dintre articole și chiar în ușoare modificări al formei — evident fără a se merge pînă la o tăvălugire cu orice preț uniformizatoare, care să afec teze personalitatea autorilor — (de ex. prin recomandări, eventual chiar exigențe categorice, î privința adaptării contribuțiilor lor — ca extindere, subîmpărțiri, sintetizări parțiale, formulă de concluzii — la condițiile publicării acestora într-un volum cu aspirații spre categoria monc grafie, prin unificări în terminologie și notații, prin atenuări ale unor contradicții adeseori ma mult formale decît de fond sau prin temperarea unor afirmări intempestive de discutabil prioritați).

Este adevărat că editorii pare a fi avut asemenea preocupări — manifestate, de ex., într- oarecare grupare tematică a lucrărilor și, în particular, în plasarea la începutul volumului excelentei prezentări a cadrului seismotectonic al regiunii Vrancea — dar, probabil dintr-un pre mare respect pentru individualitate autorilor, aceste preocupări n-au mers prea departe în sensul sugerat mai sus. Foarte generoși în a acorda largi spații de manevră chiar în cadrul une colaborări care — ca orice activitate colectivă — implică restrîngeri ale gradelor de libertate și probabil, grijulii în a menaja susceptibilități, editorii au admis dimensiuni exagerate ale uno articole, cu redundanțe și superfluități în ilustrare și referiri bibliografice, mergînd chiar pînă la a tolera inexactități și erori.

Fără îndoială că unele lipsuri sînt de reproșat exclusiv autorilor, editorii neputînd examin lucrările pînă în cele mai mici amănunte. Independent de responsabilități, asemenea lipsur există și enumerarea cîtorva — exemplificările sînt făcute la întîmplare și evită supraevidențele — ilustrează principalele lor categorii. Astfel, în cadrul unei documentări insuficient echilibrate un autor citează pentru informații asupra distrugerilor din București numai doi autori străini care dau indicații limitate și declarate ca preliminare (pp. 391 și 406), cînd există ample docu mentări sistematice și definitive interne ; alți autori își citează în text lucrări proprii pe care nu l trec în bibliografie (pp. 75 și 101—102) ; un altul admite o modificare deformatoare (kinemetri

în loc kinematic) în titlul unei lucrări proprii (p. 166) ; o lucrare nu poate fi identificată din cauza informațiilor contradictorii date într-o notă infrapaginală (p. 143), în text (p. 156) și în bibliografie (p. 166) ; o aceeași lucrare este citată de autorii ei ca fiind din anul 1977 (p.124) pe cînd alții o datează 1978 (p. 247), după cum o alta e reperată cu indicația bizară 1977/1978 în text (p. 132) dar numai 1977 în bibliografie (p. 141), în opoziția cu datarea 1978 atribuită în altă parte — în cele două cazuri este manifestă tendința de afirmare de priorități !— ; în fine, contrar uzanțelor, o lucrare a unei echipe numeroase este citată nu cu numele primului autor plus et al. ci cu numele a doi dintre autori, evident aleși pentru gradul lor administrativ (criteriu discutabil, mai ales că e aplicat inconsecvent, un al treilea director fiind ignorat) (pp. 132 și 141).

Pe de altă parte, sînt introduse uneori noțiuni extraseismologice care pot pune în încurcătură fie prin nedefinirea lor fie prin termenii folosiți pentru a le desemna : „teatrul seismic din 4 martie 1977" (p. 126), „linii seismice" (pp. 75 sq. și 330 sq)., „amplificator seismic" și „insule seismice" (p. 349), după cum, sub influența unei alte limbi, se folosesc termeni improprii (stagiu în sensul de stadiu sau etapă, p. 687) ori se adoptă termeni așa cum sînt în limba engleză dar cu ortografie fonetică („forșoc", pp. 57 sq. și 132 sq) sau termenul respectiv se adaptează („preșoc", pp. 18 sq. și 157 sq.). Cu puține excepții, rezumatele în limba engleză sînt criticabile pentru caracterul lor rudimentar, cu formulări inadecvate datorite stîngăciei traducerii sau chiar cu erori (de ex., „review" folosit greșit pentru „revistă" la p. 753 sau „wordly" — scris greșit pentru worldly, care înseamnă „lumesc" — folosit pentru „pe plan mondial" la p. 559).

Erori în redarea sensului — uneori foarte supărătoare — se găsesc și în traducerile din engleză ale titlurilor din bibliografia finală a volumului. Astfel, în titlul lucrării citate la punctul 14 apare expresia „considerabila sa importanță" în loc de „cadrul lui mai larg", lucru cu atît mai greu de înțeles cu cît pe prima pagină a lucrării respective, sub titlul englezesc, se găsește rezumatul în limba franceză iar pe pagina a doua rezumatul în limba română, ambele cu titlurile corespunzătoare, date corect de autorul lucrării. Tot așa, subtitlul lucrării de la punctul 82 este în original „A quite successful prediction" adică nu „O predicție aproape reușită" cum a fost tradus ci una „cu totul reușită". Asemenea erori ar fi fost evitate dacă bibliografia ar fi păstrat titlurile în limba în care au fost publicate lucrările, ceea ce ar fi fost mai bine și din alte puncte de vedere.

O anumită modalitate de intervenție a editorilor în probleme de fond este pusă în evidență de nota din subsolul paginei 693 care exprimă rezerva lor față de asimilarea de către autorul lucrării respective a unei mărimi caracterizînd extinderea în suprafață a unui fenomen cu potențialități predictive în privința producerii cutremurelor cu o altă mărime definind extinderea în volum a unei fenomen diferit căruia i se atribuie de asemenea o valoare predictivă în același sens. Asimilarea pusă în discuție este esențială pentru studiul raportat în lucrare și discutabilitatea ei se propagă pînă la concluziile însești ale lucrării. Luarea de atitudine a editorilor nu este formulată totuși în termeni categorici în privința concluziilor, ceea ce lasă deschisă problema în discuție.

În relativă suspensie rămîn și alte probleme discutate în volum, de amploare mai mare și cu implicații mai importante decît în cazul menționat mai sus, cum sînt, de ex., aceea a desfășurării în timp și spațiu a multiplicității procesului focal, adică a „evoluției rupturii" care constituie sursa cutremurului din 4 martie 1977 sau aplicabilitatea în cazul regiunii Vrancea a concepțiilor tectonicii globale. La elementele existente pentru rezolvarea primei probleme — care par a nu fi fost complet exploatate în acest scop—urmează să se adauge alte date de observație, care convenabil tratate și interpretate vor putea contribui la lămurirea ei ; oricum, pentru moment, rezultă din lucrările care se ocupă de ea în volumul recenzat că „problema rămîne deschisă", cum constată una dintre părțile angajate în dezbatere (p. 122). Pentru cea de-a doua problemă, care se pune în termeni legați de considerente la scară planetară, situația nu este mai aproape de clarificare. În opoziție cu afirmația făcută într-una din lucrări că „... focarul din Vrancea constituie una din excepțiile care *nu a putut fi încă explicată prin teoriile noii tectonici globale*" (p. 169), în altă lucrare se conchide în termeni categorici : „Remarcabila asemănare a soluțiilor mecanism pentru cele două cutremure catastrofale vrîncene— 4 martie 1977 și 10 noiembrie 1940 — indică stabilitatea cauzelor care generează asemenea cutremure puternice, stabilitate care *poate fi explicată numai prin tectonica globală*" (p. 59), la mijloc găsindu-se sugestia mai timidă privitoare la o posibilă dependență a activității seismice din Vrancea de activitatea din alte zone ale Europei : „Interpretarea acestei dependențe *s-ar putea face conform tectonicii plăcilor*" (p. 487) — sublinierile sînt ale recenzentului —. Poate că pentru moment informațiile disponibile nu permit mai mult și acest „mai mult" nu este de așteptat nici din partea editorilor, ca luare de atitudine, decît în calitate de autori sau coautori, cum par să o și facă.

În legătură cu forma de prezentare a publicației, de care editorii răspund într-o mult mai mare măsură, se mai poate face o observație. Constatarea că există atît „Lista autorilor" cu afiliațiile lor (pp. IV—VIII) cît și un „Index de autori" cu trimiteri la paginile la care se găsesc

lucrările lor (p. 773) — într-o înșiruire alfabetică nerespectată pentru primele două nume de la litera M, în ambele cazuri, și diferind în index față de listă datorită scrierii unui nume o dată cu S și altădată cu Ș — ridică întrebarea dacă n-ar fi fost mai bine să se fi folosit lista și ca index (ambele fiind „de autori") iar indexul să fi devenit un „index de nume" în care să figureze și autorii lucrărilor dar și cercetătorii citați de ei, cu trimiterile de rigoare la paginile unde figurează numele respective. Un asemenea index ar fi adăugat sensibil la ceea ce s-ar putea numi utilizabilitatea volumului. Aceasta ar fi crescut încă mai mult dacă indicele de nume ar fi fost completat și cu „indice de subiecte", conținînd trimiteri la locurile din volum unde sînt tratate subiecte de semnificație deosebită pentru diverșii beneficiari ai lui, cu particularizări pentru cutremurul studiat ca de ex. : activitate seismică, analiză frecvență-timp, directivitate, distrugeri, efecte macroseismice, fenomene asociate, magnitudine, mecanism focal, microzonare, migrație, multiplicitate (multișoc), parametrii sursei, replici, roi, tectonica plăcilor (globală), zonare seismică etc. etc. Evident, este o sugestie care vine *post factum* dar care ar putea fi luată în considerare în viitor.

★

Încheind această dare de seamă care, deși de oarecari proporții din dorința de a fi cît de cît informativă, rămîne restrînsă în comparație cu amploarea volumului recenzat, după cum e și schematică și incompletă față de bogăția conținutului și varietatea problemelor în discuție, recenzentul se simte îndreptățit ca, pe deasupra celor cîteva observații critice — reprezentînd mai curînd aluzii la ameliorabilitatea publicației decît indicații privind vulnerabilitatea ei — să constate cu satisfacție caracterul de manifestare coordonată a activităților interne și colaborărilor externe ale Centrului de fizica Pămîntului și seismologie, într-o imagine fidelă atît a problemelor ce i se pun cît și a modului în care li se face față. Amploarea, complexitatea și diversitatea acestor probleme, pe de o parte, și relativa modicitate a mijloacelor disponibile în momentul de față pentru înfruntarea lor apar cu claritate, deși într-o interacțiune variabilă al cărei dinamism estompează uneori contururile imaginii amintite. Cu atît mai mult este de salutat apariția publicației în care se reflectă ea și pentru care sînt de felicitat toți cei care au contribuit la realizarea volumului recenzat.

Liviu Constantinescu

ȘTEFAN AIRINEI, *Radiografia geofizică a subsolului României*. Editura științifică și enciclopedică, București, 1980, 260 pagini, 63 figuri în text.

Lucrarea cu titlul menționat, o premieră în materie, asamblează într-un număr relativ mic de pagini (față de vastitatea problemelor abordate), un concentrat de informare geofizică necesar înțelegerii a numeroase chestiuni geoștiințifice de mare actualitate. Alegerea, sistematizarea și prezentarea unitară a unei cantități foarte mari de date geofizice, pînă la cele mai recente (de natură fundamentală și aplicativă), acumulate în ultimele decenii pe teritoriul României și care se găsesc implicate în toate domeniile științelor Pămîntului, fac din lucrare o reușită care merită a fi relevată.

Textul lucrării este cuprins în patru părți, precedat de o *introducere* (în care autorul explică îmbinarea noțiunilor „radiografie" și „geofizică", precum și unele noțiuni de bază din limbajul geofizicii — ca, anomalie geofizică ș.a. — , dar și soarta primelor semințe ale acestei tinere științe în solul românesc) și punctat, în final, de o *încheiere* (în care, prin creionarea bilanțului realizărilor, se reliefează ceea ce rămîne „deschis" cercetărilor viitoare).

În prima parte, cu titlul „Spre clișeele geofizice", autorul parcurge și marchează în cele cinci capitole, achizițiile esențiale ale geoștiințelor, la scară planetară, cu privire la tipurile de scoarță terestră, fenomenele fizice pe care se bazează „radiografia geofizică" a subsolului apropiat și din ce în ce mai adînc ș.a., dar și la scară națională, prin intensa activitate ce se consumă în observatoarele geofizice de pe teritoriul țării, unele cu vechime de peste o sută de ani.

În partea a doua, intitulată „Radiografii geofizice pentru obiective geologice locale" sînt analizate, în șapte capitole, direcții în care metodele geofizice și-au spus cuvîntul prin rezultate remarcabile, anume, în domeniile geologiei țițeiului, geologiei miniere, geologiei tehnice, hidrogeologiei, sedimentologiei și cartării geologice, a arheologiei.

În partea a treia, cea mai amplă — „Radiografii geofizice regionale și structura geologică adîncă" — în cele șapte capitole, sînt parcurse, după un scurt istoric al preocupărilor geoștiințelor asociate descifrării structurii geologice adînci a teritoriului României, contribuțiile aduse în această direcție de cercetările gravimetrice, magnetice, electrometrice, seismice (seismologice, și „seismologie cu sursă controlată"), radiometrice („vîrste absolute" și calitatea radioactivă a apelor de circulație subterană), termometrice (prinse într-un vîrtej prioritar fără precedent).

În fine, în partea a patra, purtînd titlul „Spre diagnostice fizico-geologice noi", autorul marchează — pe parcursul celor cinci capitole — căile moderne pe care s-a angajat geofizica românească cu privire la „integrarea" (interpretarea complexă a datelor geofizice pentru descifrări geologice, cele care vizează o cunoaștere din ce în ce mai completă a structurii geologice adînci și a manifestărilor postvulcanice asociate ei (activitate moferică, solfatare), dar și a geotermalismului (cunoaștere care vizează, în final, conturarea condițiilor de exploatare optimă a „energiei geotermice"). De asemenea, marchează foarte pe scurt, tentativele care s-au întreprins pentru încadrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor. Ultimele patru pagini ale părții a patra, conțin o sinteză concentrată a stadiului în care se află practica milenară a „baghetismului" și contribuțiile remarcabile pe care le-au adus specialiștii români și în această foarte spinoasă activitate umană, rămasă încă, cu toate eforturile consumate, în sfera „protoștiințelor".

Stilul curgător și sever colorat, unitatea impusă întregului volum prin țelurile propuse, căile pe care le deschide cititorului pentru înțelegere și meditație în toate problemele de „viață" (care de la începutul omenirii și pînă în prezent, sînt strîns legate de darurile subsolului), fac din *Radiografia geofizică a subsolului României* o carte utilă și, prin aceasta, căutată. Condițiile de apariție care i-au fost asigurate de Editura științifică și enciclopedică și de Intreprinderea poligrafcă „13 Decembrie 1918", îi sporesc valoarea și, în totalitate, îi însumează atributele necesare să se recomande singură cititorului, cititor care nu trebuie să facă parte neapărat din șirurile de specialiști în geoștiințe.

Mircea Socolescu

Primit la redacție: 14.III.1980

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

— GEOLOGIE,
— GEOFIZICĂ
— GEOGRAFIE

ERATĂ

pag.	*în loc de:*	*se va citi:*
44 formula (16)	$\ldots - p^2\hat{\psi}_D = \hat{2}\psi_{dd}{}_{D^+}\hat{\psi}_{add}$	$\ldots p^2\hat{\psi}_D = 2\hat{\psi}_{dD}{}_{D^+}\hat{\psi}_{adD}$
formula (17)	$\ldots {}^r2\hat{\psi}_{dd}{}_{D^+}\hat{\psi}_{ddD}$	$\ldots \quad 2\hat{\psi}_{dd}{}_{D^+}\hat{\psi}_{add}$
48 formula (34)	$\ldots \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ipx}\,dp \ldots$	$\ldots \int_{-\infty}^{\infty} e^{ipx}\,dp \ldots$
196 rîndul 27 de sus	prezentarea care precedă conţinutul	prezentarea care precedă a conţinutului

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 18, P. 1–200, BUCUREŞTI, 1980

— [illegible] şi aeronomie,
— electrometrie,
— prospecţiuni geofizice.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau cu sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Nu se admit decît cel mult două corecturi la o coală dactilografiată. Fiecare exemplar va fi însoţit de figuri şi grafice, care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine: numele complet al autorului, titlul revistei, titlul articolului, volumul, numărul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da: titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

1983 APR 19

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

FLORIAN MARINESCU, **Stratigrafia neogenului din vestul Bazinului Dacic**, 1978, 156 p., 34 fig., 6 pl., 17 lei.

ZĂVOIANU ION, **Morfometria bazinelor hidrografice**, 1978, 175 p., broşat, 13 lei.

GRIGORE MIHAI, **Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief**, 1979, 248 p., legat, 20 lei.

PARASCHIV DUMITRU, **Platforma Moesică şi zăcămintele ei de hidrocarburi**, 1979, 196 p., 55 fig., broşat, 15 lei.

* * * **Atlasul Republicii Socialiste România**. Fascicula 1, 1974, 8 pl., 200 lei; Fascicula 2, 1975, 12 pl., 200 lei; Fascicula 3, 1976, 21 pl., 150 lei; Fascicula 4, 1977, 21 pl., 150 lei; Fascicula 5, 1979, 14 pl., 100 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., GEOFIZICĂ, Tom 18, P. 1—200, Bucureşti, 1980

I. P. Informaţia c. 2377

43 867

Lei 40